SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

M96
SI
210
DEC 15 1975
LIBRARIES

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 15

INHALT

FAHLBUSCH, VOLKER: Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns 63

GALL, HORST: Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb 179

GALL, HORST & DIETER MÜLLER: *Balanus*-Rasen auf Brandungsgeröllen der Oberen Meeresmolasse (Helvet) vom Dischinger Blockstrand 29

GALL, HORST & DIETER MÜLLER: REUTER'sche Blöcke — außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns 207

[H]AGN, HERBERT & ERNST OTT: Ein Geröll mit *Elianella elegans* PFENDER & BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg (Tafel 11) . . 119

[H]EIMANN, KARL O., WALTER JUNG & KARL BRAUNE: Schichtenfolge und Flora des Messinien in Nord-Korfu (Griechenland) (Tafel 14) 169

[L]ISSIG, KURT & NORBERT SCHMIDT-KITTLER: Ein primitiver Lagomorphe aus dem Mitteloligozän Süddeutschlands 57

MAYR, HELMUT & VOLKER FAHLBUSCH: Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns (Tafel 6—9) 91

OMARA, SAID & ABBAS IBRAHIM KENAWY: Newly Recorded Larger Foraminifera from the Early Eocene Rocks of Gabal Um El Ghanayem, Kharga Oasis, Egypt (Tafel 1—2) 3

OTT, ERNST: *Teutloporella echinata* n. sp., eine neue Dasycladacee aus dem Esinokalk der Lombardischen Alpen (Mitteltrias, Norditalien) (Tafel 10) 113

SCHUBERT-KLEMPNAUER, HOLM: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp. — ein neuer Placodontier aus dem Rät der Bayerischen Alpen (Tafel 4—5) 33

SELMEIER, ALFRED: Platanenähnliche Holzreste aus tertiären Schichten des Molassebeckens (Bayern, Österreich) 131

SELMEIER, ALFRED: *Fagaroxylon bavaricum* n. sp., ein verkieseltes Rutaceen-Holz aus obermiozänen Schichten Niederbayerns (Tafel 12—13) 157

YAMANI, SEYED-ALI & GERHARD SCHAIRER: Bivalvia aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern) (Tafel 3) . 19

MÜNCHEN, 15. September 1975
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	15	228 S.	14 Taf.	München, 15. 9. 1975

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 15

INHALT

FAHLBUSCH, VOLKER: Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns 63

GALL, HORST: Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb 179

GALL, HORST & DIETER MÜLLER: *Balanus*-Rasen auf Brandungsgeröllen der Oberen Meeresmolasse (Helvet) vom Dischinger Blockstrand 29

GALL, HORST & DIETER MÜLLER: REUTER'sche Blöcke — außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns 207

HAGN, HERBERT & ERNST OTT: Ein Geröll mit *Elianella elegans* PFENDER & BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg (Tafel 11) . . 119

HEIMANN, KARL O., WALTER JUNG & KARL BRAUNE: Schichtenfolge und Flora des Messinien in Nord-Korfu (Griechenland) (Tafel 14) 169

HEISSIG, KURT & NORBERT SCHMIDT-KITTLER: Ein primitiver Lagomorphe aus dem Mitteloligozän Süddeutschlands 57

MAYR, HELMUT & VOLKER FAHLBUSCH: Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns (Tafel 6—9) 91

OMARA, SAID & ABBAS IBRAHIM KENAWY: Newly Recorded Larger Foraminifera from the Early Eocene Rocks of Gabal Um El Ghanayem, Kharga Oasis, Egypt (Tafel 1—2) 3

OTT, ERNST: *Teutloporella echinata* n. sp., eine neue Dasycladacee aus dem Esinokalk der Lombardischen Alpen (Mitteltrias, Norditalien) (Tafel 10) 113

SCHUBERT-KLEMPNAUER, HOLM: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp. — ein neuer Placodontier aus dem Rät der Bayerischen Alpen (Tafel 4—5) 33

SELMEIER, ALFRED: Platanenähnliche Holzreste aus tertiären Schichten des Molassebeckens (Bayern, Österreich) 131

SELMEIER, ALFRED: *Fagaroxylon bavaricum* n. sp., ein verkieseltes Rutaceen-Holz aus obermiozänen Schichten Niederbayerns (Tafel 12—13) 157

YAMANI, SEYED-ALI & GERHARD SCHAIRER: Bivalvia aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern) (Tafel 3) . 19

MÜNCHEN, 15. September 1975
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	15	228 S.	14 Taf.	München, 15. 9. 1975

Der Druck dieses Heftes
wurde durch einen Kostenzuschuß der
FREUNDE DER BAYERISCHEN STAATSSAMMLUNG FÜR
PALÄONTOLOGIE UND HISTORISCHE GEOLOGIE MÜNCHEN E. V.
ermöglicht.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 3—18 München, 15. 9. 1975

Newly Recorded Larger Foraminifera from the Early Eocene Rocks of Gabal Um El Ghanayem, Kharga Oasis, Egypt

By Said Omara & Abbas Ibrahim Kenawy[1])

With 3 text figures and plate 1-2

Abstract

This paper deals with the larger foraminifera, which are recorded for the first time from the Early Eocene rocks of Gabal Um El Ghanayem, Kharga Oasis. On the basis of these large foraminiferal content, biostratigraphic zonation of these rocks from this locality has been attempted.

Introduction

Gabal Um El Ghanayem is a conspicuous hill lying in the depression of the Kharga Oasis, some 228 km to the south of Assiut town. It is about 19 km to the east of the Kharga town, and only 8 km to the southeast of the Meheriq village (Fig. 1). Much attention has been given to the geology, structural geology, and micropaleontology of Kharga Oasis. The only micropaleontological study on Gabal Um El Ghanayem was carried out by Nakkady (1959). The sedimentary sequence in the area comprises from base to top the following well defined lithological units:

Nubia Formation, Phosphate Formation, Dakhla Shale, Tarawan Chalk, Esna Shale and Thebes Formation (Fig. 1). The age of these rock units ranges from the Pre-Maestrichtian to the Ypresian.

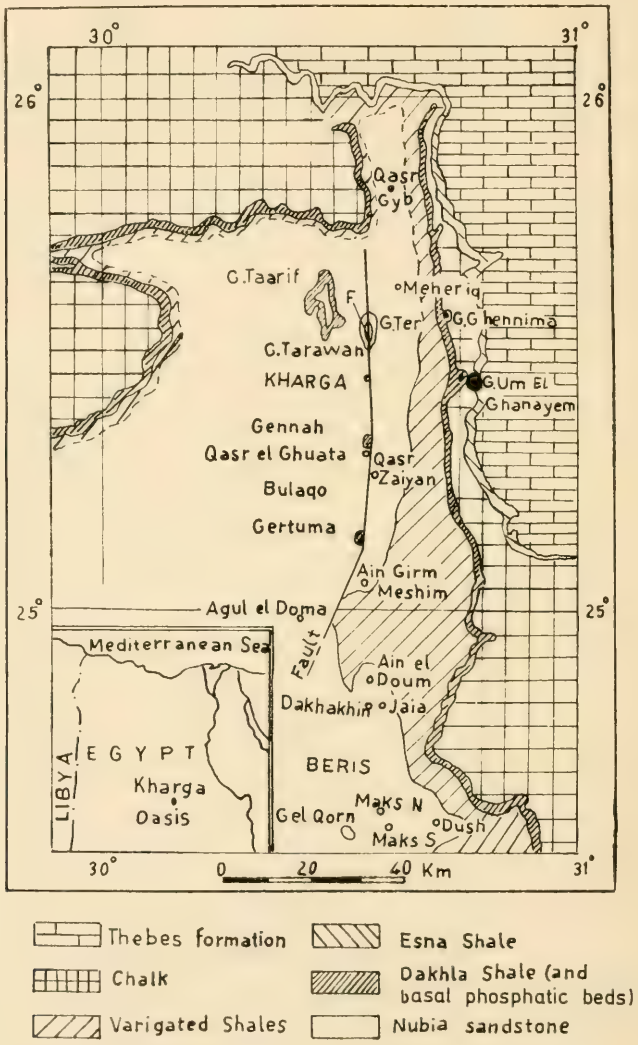
The early Eocene rocks exposed in Gabal Um El Ghanayem crops out in the form of a high limestone plateau, occupying the above portion of this locality. It comprises the upper part of the Esna Shale unit and the Thebes Formation above.

The Thebes Formation (Said, 1960, 1962) is a massive limestone unit that overlies the Esna Shale in many localities in Egypt. It is recognized since Zittel (1883), who designated it as the "Ältere Abteilung der Libyschen Stufe", which is the lower part of his "Libysche Stufe". This formation is refered to in the literature as "Lower Libyan", as "*Operculina* limestone" or as "Limestone with flint". The type locality of this formation is at Thebes, opposite Luxor. Bishay (1961) subdivided the rocks of this formation in the country to the east of the Nile between Assiut and

[1]) Prof. Dr. S. Omara, Dr. A. I. Kenawy, Geology Department, Assiut University, Assiut, Egypt. The second author is responsible for the paleontological identifications, taxonomic and geologic conclusions.

Minia, into a lower nonfossiliferous limestone with flint (Assiuti Formation) and an upper Nummulitic limestone unit (Manfaluti Formation). The Thebes Formation belongs mostly to the Lower Eocene, but its upper part may be Middle Eocene in age (Youssef, 1949, 1968).

The Farafra limestone (Said, 1962; Said and Kerdany, 1961) is the reefal equivalent of the Thebes Formation, and its age is the same. Its type section is in El Guss Abu Said, Farafra Oasis. This formation is composed of hard, medium to crystalline alveolinid limestone (Said, 1962). It overlies the Esna Shale, which is



Text fig. 1: Geological map of Kharga Oasis showing the location of Gabal Um El Ghanayem (after Ball 1900 and Beadnell 1909).

calcareous near its top. The gradual passage between the Esna Shale and the Farafra limestone as well as the abundance of alveolinids and the yellowish colour of the latter, distinguish it from the Thebes Formation, which has a sharp boundary between the underlying shale, it is devoid of alveolines; it contains operculines and nummulites and it is white in colour (Youssef and Abdel Aziz, 1971).

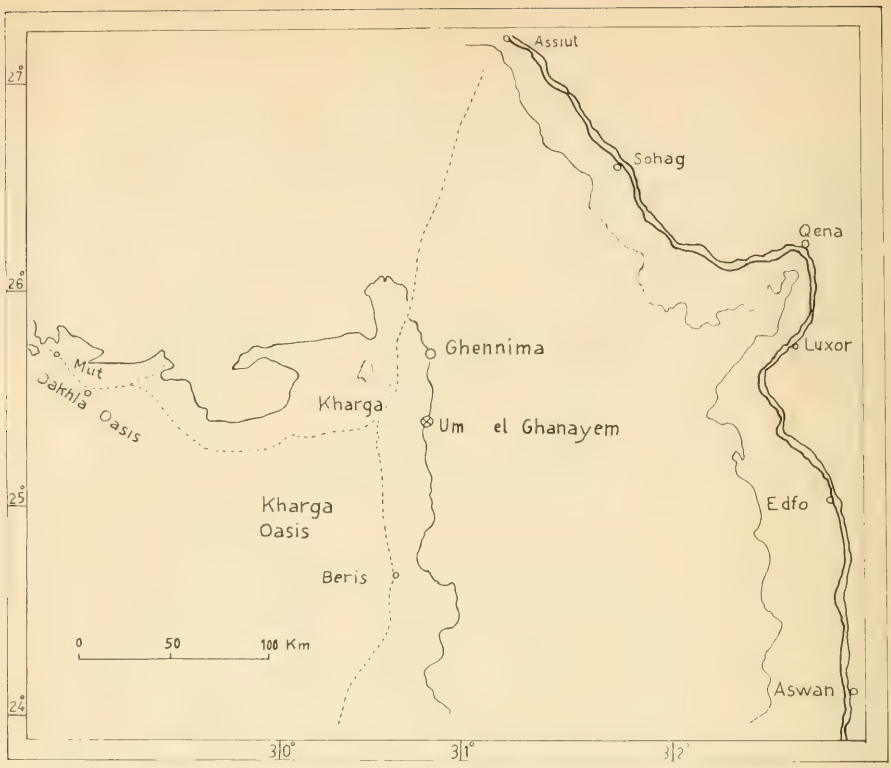
Said (1962) mentioned that at Gabal Um El Ghanayem, the Thebes Formation has a total thickness of at least 110 m and marks a huge complex of well bedded white and greyish limestone with abundant silicification. The top layer in the succession is composed of peculiarly weathered siliceous limestone which is highly polished and eroded into sharp ridges with abundant *Operculina libyca*.

El Naggar (1970) agreed with Zittel to consider the "Libyan" as a distinct group. He suggested a new name "Libyan Desert Group" to the early Eocene rocks in Egypt. He divided this group into two formations and two members as follows:

Libyan Desert Group
- 2. Drunka Formation
  - Thebes Limestone Member
- 1. Luxor Formation
  - Qurnah calcareous shale Member

According to El Naggar (1970) the Luxor Formation is proved to be of Early Eocene (Ypresian) age, while the Drunka Formation is of Early Middle Eocene age. He suggested that the term "Farafra Limestone" introduced by Said (1960) representing the reefal facies of the Early Eocene, should be dropped. El Naggar (1970) concluded that the Farafra Limestone is separated from the underlying calcareous shales by an unconformity surface, along which the equivalent of the Thebes Limestone is missing. In his opinion, the Farafra Limestone is only a part of the basal Middle Eocene "Drunka Formation" and therefore the name "Farafra Limestone", should be suppressed. Youssef & Abdel Aziz (1971) studied the biostratigraphy of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary of three sections in Farafra Oasis. They observed that the limestone overlying the Esna Shale in the north Gunna section, distinctly differs from the typical Farafra Limestone in containing a few operculines and nummulites, and is devoid of alveolinids and in the same time its boundary with the underlying shale is sharp. They concluded that this limestone represents a deep water variant of the alveolinid-nummulitic reefal limestone of Farafra Limestone; therefore, they gave a composite formational name "Thebes-Farafra Limestone" to refer to both facies collectively. They assigned a Lower and "probably" Middle Eocene age to this formation.

The present authors noticed that the upper limestone in Gabal Um El Ghanayem section has a sharp boundary with the underlying Esna Shale unit, and is devoid of alveolines in its lower part and contains a large number of nummulites, operculines and assilines. The lower limestone is therefore much more similar to the Thebes Formation than to the Farafra Limestone Formation. In the upper part, however, the limestone is recrystallized and hard, with abundant alveolines which distinguishes the Farafra Limestone. It seems to represent a shallow water variant of the nummulitic limestone of the Thebes Formation. Therefore the authors agree with Youssef & Abdel Aziz (1971) in giving the upper limestone a composite formational name "Thebes — Farafra Limestone" Formation in this locality.



Text fig. 2: Location map of Gabal Um El Ghanayem.

Paleontology

Larger foraminifera

In Egypt, as in many other parts of the world, the large foraminifera are the most common fauna in the Eocene rocks. The early Eocene larger foraminifera are known in bands which intercalate the otherwise open sea facies of this age, in many parts of Egypt. In other localities, they are known in reefal developments such as the scarp of Farafra Oasis, which form the Farafra limestone complex.

The fauna included in the Lower Ypresian, apart of the presence of the Landenian species: *Nummulites deserti, N. solitarius, N. fraasi, Operculina libyca* and *Discocyclina nudimargo, N. rotularius N. subramondi, N. praecursor, N. atacicus, N. exilis* and *Assilina nili.* In the Upper Ypresian appear the species of Nummulites: *N. pernotus, N. globulus, N. partschi, N. burdigalensis, N. planulatus* and *Assilina granulosa;* also included here are the primitive types of Alveolines which have flosculinized wall such as *Alveolina decipiens* and *A. pasticillata.*

Schwager (1883) worked on the Rohlf's expedition collections from El Guss Abu Said, Farafra Oasis, and described *Heterostegina ruida* and *Operculina libyca*

from the upper part of the Esna Shale unit, which he called "Operculinen Horizont". Also, he described two new species of alveolines from the overlying "Alveolinen Horizont", which is equivalent to the Farafra Limestone; *Alveolina (Flosculina) decipiens* and *A. (Flosculina) pasticillata.*

Nakkady (1959) mentioned only *Nummulites deserti* and *Operculina libyca* from the upper limestone of Gabal Um El Ghanayem, and assigned it to the Montian.

Bishay (1961) recorded the following species of larger foraminifera from the Lower Eocene of the Nile Valley between Assiut and Manfalut: *Discocyclina archiaci, D. nudimargo, D. varians, Nummulites atacicus, N. deserti, N. discorbinus, N. pomeli, Operculina libyca, O. subammonea* and *Orbitolites pharonum.*

Said and Kerdany (1961) described numerous specimens of alveolines: *Alveolina decipiens, A. decipiens dolioliformis* and *A. pasticillata,* from the Upper Farafra limestone of Ain Maqfi section, Farafra Oasis. They assigned an Ypresian age to this limestone, and regarded it as representing the reefal facies of the Egyptian Ypresian.

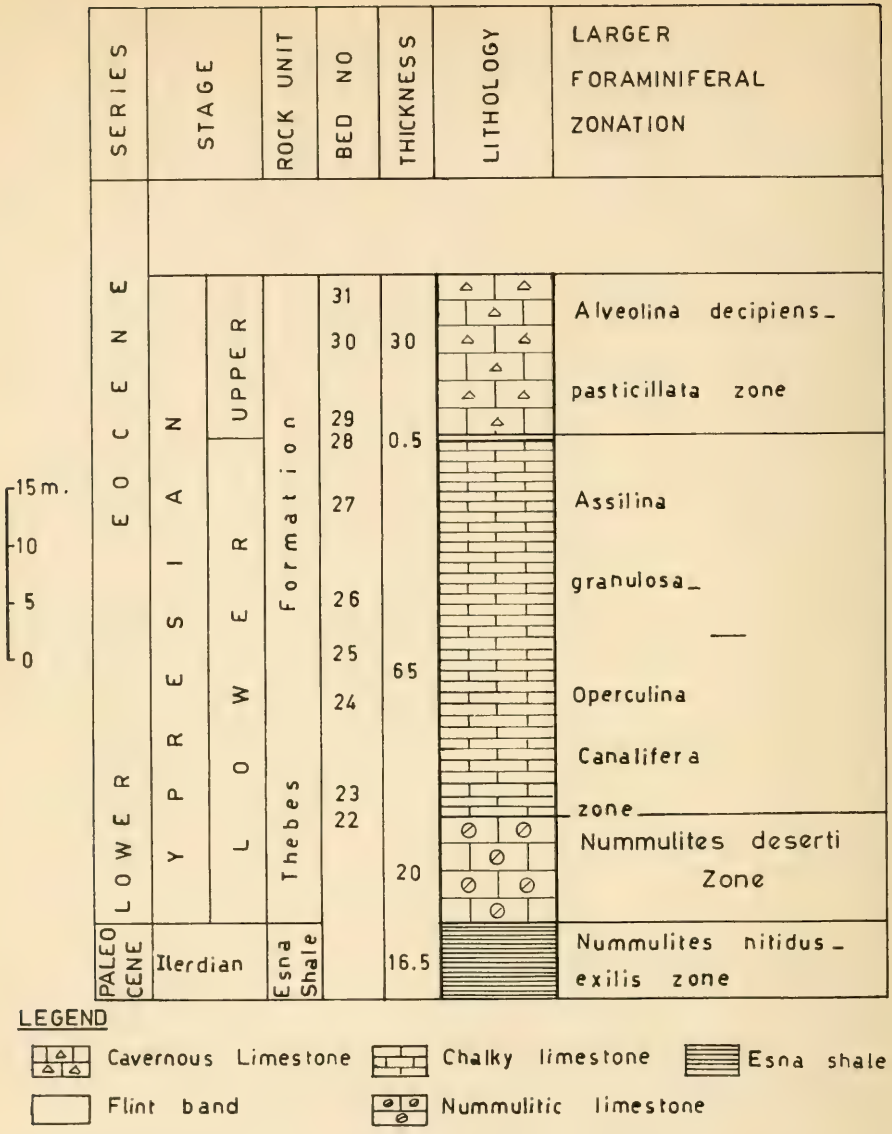
El Shinnawi (1964) recorded the following large foraminifera from the upper nummulitic limestone of Gabal Ghanima section to the south of Gabal Um El Ghanayem: *Nummulies deserti, N. solitarius, N. subramondi, N. globulus, Operculina libyca, O. canalifera* and *Operculinoides* sp. He gave an Ypresian age to this limestone.

Youssef and Abdel Aziz (1971) identified the following larger foraminifera from the Thebes-Farafra limestone Formation of El Guss Abu Said section, Farafra Oasis: *Nummulites deserti, N. exilis involutus, N. globulus, N. pernotus, N. burdigalensis, N. nitidus inflatus, N. planulatus cussacensis, N. praelucasi, Operculina libyca, Discocyclina nudimargo, Alveolina decipiens* and *Alveolina sp.* They attributed a Lower Eocene and "probably" Middle Eocene age to this formation.

This paper deals with the description of about 15 species of larger foraminifera, which are recorded for the first time from the Thebes-Farafra limestone Formation of Gabal Um El Ghanayem, these are:

Fabularia sp.
Orbitolites complanatus Lamarck
Orbitolites sp.
Alveolina decipiens Schwager
A. cucumiformis Hottinger
A. pasticillata Schwager
A. oblonga d'Orbigny
A. ovicula Nuttall
A. rotundata Hottinger
Assilina nili De La Harpe
A. granulosa (d'Archiac)
A. laminosa Gill
Miscellanea miscella (d'Archiac & Haime)
Operculina canalifera d'Archiac & Haime

The alveolinid assemblage recorded from the upper limestone unit is unique the world over, these forms are taken as markers for the Upper Ypresian. The *Assilina, Miscellanea* and *Operculina* assemblage are taken as markers for the Lower Eocene age.



Text fig. 3: Larger foraminaferal zonation of the Thebes Formation at Gabal Um El Ghanayem, Kharga Oasis.

Larger foraminiferal zonation:

The systematic study of the larger foraminifera in the Early Eocene rocks of Gabal Um El Ghanayem section lead to the recognition of the following 4 zones (Fig. 3).

1. *Nummulites nitidus-exilis* zone

The top most part of the Esna Shale unit (14 m) yields primitive species of *Nummulites,* that appears for the first time in this locality such as *Nummulites nitidus* Schaub, *N. exilis* Douvillé, *N. praecursor* de la Harpe together with *N. deserti* de la Harpe and *N. solitarius* de la Harpe. Hottinger & Schaub (1960) attributed the age of these *Nummulites* assemblage to a new stage, which is older than the Ypresian and younger than the Landenian, and which they gave it the name "Ilerdian".

2. *Nummulites deserti* zone

This zone coincides with the lower 20 meters of the Thebes-Farafra Formation. It is characterized by the abundance of *Nummulites deserti,* together with *Nummulites subramondi* de la Harpe and *N. planulatus* (Lamarck). *N. deserti* is considered by de la Harpe as the most primitive of all nummulites. It characterizes the Egyptian Landenian and extends till the Lower Ypresian. (Said, 1962; Schaub, 1951)

3. *Assilina granulosa-Operculina canalifera* zone

This zone comprises 66 meters of the Thebes-Farafra Limestone Formation (chalky limestone) and is characterized by the presence of the following large foraminifera assemblage: *Assilina granulosa* (d'Archiac), *A. nili* de la Harpe, *A. laminosa* Gill, *Operculina canalifera* d'Archiac & Haime and *Miscellanea miscella* (d'Archiac & Haime). The index species of this zone are considered by de la Harpe (1883), Schaub (1951) and Gill (1953) as early Ypresian age.

4. *Alveolina decipiens-pasticillata* zone

This zone is confined to the upper 30 meters of the cavernous limestone, which is characterized by the frequency of *Alveolina decipiens* Schwager, *A. pasticillata* Schwager, together with *A. oblonga* d'Orbigny, *A. ovicula* Nuttal, *A. rotundata* Hottinger, *A. cucumiformis* Hottinger, *A. ellipsoidalis* Schwager, *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Orbitolites* sp. and *Fabularia* sp.

According to Hottinger (1960), these alveolines assemblage assigned an Upper Ypresian age. Said & Kerdany (1961) recorded *Alveolina decipiens* and *A. pasticillata* from the Ypresian of Farafra Oasis.

Systematic Descriptions

The thin slides figured in this study are housed in the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich, West Germany. (Nr. 1464 to 1469 a/75)

Family MILIOLIDAE Ehrenberg, 1839
Subfamily Fabulariinae Ehrenberg, 1839
Genus *Fabularia* Defrance, 1820
Fabularia sp. (pl. 1, fig. 4a, b)

Test nearly oval in front view, biconvex, longer than broad. Longitudinal section measures about 3.0 mm in diameter; transverse section is 2.0 mm. The periphery is broadly rounded; early chambers quinqueloculine, later chambers biloculine. Sutures distinct, depressed. Aperture a large opening, bordered by slightly projecting lip. Transverse section shows the large embryonic chamber, the bilocular arrangement of the chambers, which have thick wall and are normally subdivided into two rows of irregularly shaped chamberlets.

Occurrence: The present record is of particular interest, in that it extends the geologiccal range of the genus, previously known from the Upper Eocene of Europe, North Africa, and America and the Lower Pliocene and Pleistocene of Australia to the Lower Eocene in Egypt.

A large number of sections of this species are seen with different species of alveolines in the upper part of the Thebes-Farafra Limestone of Gabal Um El Ghanayem.

Age: Upper Ypresian.

Family SORITIDAE Ehrenberg, 1839
Subfamily Soritinae Eehrenberg, 1839
Genus *Orbitolites* Lamarck, 1801
Orbitolites complanatus Lamarck, 1801
(pl. 1, fig. 6d, 8e)

1883 *Orbitulites* cf. *complanatus* Lamarck. — Schwager, p. 90, pl. 14, figs. 10a-d.
1925 *Orbitolites complanatus* Lamarck. — Nuttall, p. 447.
1939 *Orbitolites complanatus* Lamarck. — Silvestri, p. 44, pl. 6, figs. 4-5.

Remarks: This species is flat, thin, of medium size; it attains the diameter of 25 mm. The axial section shows that the test is thin in the central part and thick at the periphery.

Occurrence: This well-known species occurs abundantly in the upper part of the Thebes-Farafra Limestone Formation in Gabal Um El Ghanayem.

Age: Lower Eocene (Upper Ypresian).

Orbitolites sp.
(pl. 1, fig. 3b, 5d)

This species occurs rarely in the sections of the Thebes-Farafra Limestone. The diameter of the test measures about 8.0 mm, it is characterized also by a distinct elevation at the centre of the test.

Age: Upper Ypresian.

Family ALVEOLINIDAE Ehrenberg, 1839
Genus *Alveolina* d'Orbigny, 1826[2])
Alveolina decipiens Schwager, 1883
(pl. 1, fig. 3a, 5a, 6a)

1883 *Alveolina (Flosculina) decipiens* Schwager, p. 103, pl. 26, fig. 1.
1960 *Alveolina decipiens* Schwager. — Hottinger, p. 123—126, pl. 8, figs. 1-8, textfig. 66a-c.
1961 *Alveolina decipiens* Schwager. — Said & Kerdany, p. 326, textfig. 11.

Test small, oval, with rounded edges. It measures 3.8 mm in length, and the width is about 2.2 mm. The average ratio of length to width is 1.7 to 1. There are 6 to 8 whorls, the inner whorls are tight, the rest whorls are flosculinized. The septulae are parallel and continuous; the chamberlets are oval. The preseptal canal is well developed, the postseptal is small and poorly developed.

Occurrence: This species is abundant in the upper cavernous limestone of Gabal Um El Ghanayem section.

This species was described for the first time by Schwager (1883) from the *Alveolina* Limestone of El Guss Abu Said, Farafra Oasis. Said & Kerdany recorded the same species from the Ypresian of the Farafra Oasis. Hottinger (1960) gave a Middle Ilerdian age to this species.

Age: Upper Ypresian.

Alveolina ellipsoidalis Schwager, 1883
(pl. 1, fig. 6c; pl. 2, Fig. 3)

1883 *Alveolina ellipsoidalis* Schwager, p. 96, pl. 25, figs. 1-2.
1960 *Alveolina ellipsoidalis* Schwager. — Hottinger, p. 64, pl. 2, figs. 1-8, textfig. 20c, 33a, b.

Test medium, oval, with rounded ends. The length is 4.2 mm and the width is 2.8 mm. There are about 11 whorls, the inner 4 whorls are tight and the rest of whorls increase regularly in height as added.

Occurrence: Large number of sections belonging to this species, are observed in the upper part of the Thebes-Farafra Limestone Formation in the studied section.

Schwager (1883) described this species from the Eocene of Wadi Natfe in the Arabian Desert, Egypt. Hottinger (1960) recorded the same species from the Lower Ilerdian of Fabas "Petites Pyrénées", France.

Age: Upper Ypresian

Alveolina pasticillata Schwager, 1883
(pl. 1, fig. 5b, 6b, 7b, 8b)

1883 *Alveolina (Flosculina) pasticillata* Schwager, p. 104, pl. 26, fig. 2.
1960 *Alveolina pasticillata* Schwager. — Hottinger, p. 88, pl. 4, figs. 26-33; textfig. 20a, 44, 45.
1961 *Alveolina pasticillata* Schwager. — Said & Kerdany, p. 326, textfig. 13.

---

[2]) According to Loeblich & Tappan (1964) the generic name *Alveolina* d'Orbigny 1826 is invalid. The valid name is *Fasciolites* Parkinson 1811. (Note of the editor)

Test cylindrical, medium. The axial diameter is 4.0 mm, the equatorial diameter is 2.5 mm. It is composed of 5 whorls, the whorls are fewer than that of *A. decipiens*. The chamberlets are rounded, there are about 12 per millimeter in the last whorl.

Occurrence: In Gabal Um El Ghanayem section, this species is recorded from the upper part of the Thebes-Farafra Limestone Formation.

Schwager (1883) described this species from the Eocene beds of El Guss Abu Said section, Farafra Oasis and from the Eocene of Wadi Natfe in the Arabian Desert. Hottinger (1960) recorded this species from Minerve (Montagne Noire), France.

Age: Upper Ypresian

Alveolina oblonga d'Orbigny, 1826
(pl. 1, fig. 7a, 8a)

1925 *Alveolina oblonga* d'Orbigny. — Nuttall, p. 440, pl. 24, figs. 7, 8.
1927 *Alveolina oblonga* d'Orbigny. — Davies, p. 282—283, textfig. 5.
1960 *Alveolina oblonga* d'Orbigny. — Hottinger, p. 141, pl. 9, figs. 4-16, textfig. 5, no. 10-12.

Test medium, cylindrical, with rounded edges; composed of 17 whorls. The whorls are lax. It measures 8.0 mm in length and 3.4 mm in width. There are about 20 chamberlets occurring within the length of 1.0 mm in the last whorl, they are oval in shape.

Occurrence: In Um El Ghanayem section, *A. oblonga* is observed together with other *Alveolina* species in the *Alveolina decipiens-pasticillata* zone.

Nuttall (1925) described this species from the Lower Eocene of the Laki Series of parts of Sind and Baluchistan (India).

Hottinger (1960) recorded this species from the Lower Eocene (Cuisian) of the upper part of Gabal Telemet, Wadi Araba, Egypt. Hottinger determined also this species from the Lower Eocene of south Spain (Malaga). Also he recorded this species from the Aquitaine, France.

Age: Upper Ypresian.

Alveolina ovicula Nuttall, 1925
(pl. 1, fig. 5c, 8d; pl. 2, fig. 4)

1925 *Alveolina ovicula* Nuttall, p. 439, pl. 24, figs. 9-10.

Test medium, spherical, its length is 5.0 mm. It is composed of 13 whorls; the early 5 whorls are tight, then become separated from each other and moderately widely spaced. In the last whorl, there are about 15 chamberlets per millimeter.

Occurrence: In Gabal Um El Ghanayem section, large number of sections of this species are found in the upper part of the Thebes-Farafra Limestone.

Nuttall (1925) described this species from the Lower Eocene of the Laki series in Baluchistan (India).

Age: Lower Eocene (Upper Ypresian).

Alveolina cucumiformis Hottinger, 1960
(pl. 1, fig. 1b, 7c, 8c)

1960 *Alveolina cocumiformis* Hottinger, p. 135, textfigs. 71, 72, 73.

Test small, elongated, with slightly tapering edges. It measures about 4.3 mm in length and 2.4 mm in width. There are 8 whorls in this species. The chamberlets are rectangular.

Occurrence: A few number of sections of this species are observed in the upper part of the Thebes-Farafra Limestone of Gabal Um El Ghanayem section.

This species was first described by HOTTINGER (1960) from the Lower Ilerdian of Fabas, Aquitaine in southern France; and from Campo, Catalonia, Spain.

Age: Upper Ypresian.

Alveolina rotundata HOTTINGER, 1960
(pl. 2, fig. 1)

1960 *Alveolina rotundata* HOTTINGER, p. 132, pl. 6, fig. 18-21; textfig. 70.

Test small, elongated, with tapering ends. The length is 4.5 mm and the width is 2.0 mm. The test is composed of 9 whorls, the whorling is lax. The proloculum is spherical, it is about 4.0 mm in diameter.

Occurrence: In the present section, this species is identified from the upper part of the upper cavernous limestone.

HOTTINGER (1960) described this species from the Upper Paleocene of Tremp, Catalonia, Spain; and from the Montagne Noire, Aquitaine, southern France.

Age: Upper Ypresian.

Family NUMMULITIDAE DE BLAINVILLE, 1825
Subfamily Nummulitinae DE BLAINVILLE, 1825
Genus *Nummulites* LAMARCK, 1801
Nummulites deserti DE LA HARPE, 1883
(pl. 1, fig. 2)

1883 *Nummulites deserti*. — DE LA HARPE, p. 177, pl. 31, figs. 20-25.
1951 *Nummulites deserti* DE LA HARPE. — SCHAUB, p. 96, figs. 19-21.
1961 *Nummulites deserti* DE LA HARPE. — SAID & KERDANY, p, 324, textfig. 7, 1a-c.

Test small, surface shows straight septal filaments. In the middle, there is a medium tubercle, which has rather indistinct contour. In the equatorial section, the nucleoconch is small, consisting of two unequal chambers. There are 3 whorls, the width of the spacing of whorls increases very slowly. The septa are nearly upright, somewhat arcuate. The height of the chambers is larger than their width. The axial section is characterized by its biconvex form, by its thin marginal cord and by its triangular spiral cavity.

Occurrence: Different sections from this species are found in the Lower part of the Thebes-Farafra Limestone Formation of Gabal Um El Ghanayem section.

Age: Lower Ypresian.

Genus *Assilina* D'ORBIGNY, 1826
Assilina granulosa (D'ARCHIAC), 1847
(pl. 2, fig. 8)

1919 *Assilina granulosa* D'ARCHIAC. — DOUVILLÉ, p. 72, pl. 4, fig. 15-17.
1925 *Assilina granulosa* D'ARCHIAC. — NUTTALL, p. 441, pl. 26, fig. 1-5.
1929 *Assilina granulosa* (D'ARCHIAC). — LLUECA, p. 229, pl. 17, fig. 7-11.

Test medium, lenticular, has a diameter of 4.2 mm and a thickness of 0.8 mm, the centre is somewhat depressed. The surface is covered with granules, which are numerous at the centre. The whorling increases in the last two whorls; spiral lamina thick. The last whorl is 1 1/2 time higher than the preceeding. The septa are thin, nearly upright.

Occurrence: This species is abundant in the chalky limestone beds, above the nummulitic limestone of the Thebes-Farafra Limestone in Gabal Um El Ghanayem section.

Douvillé (1919) found this species in the Lower Eocene of the Aquitaine. Nuttall (1925) described this species from the Lower Eocene of the Laki Series, India. Llueca (1929) recorded *Assilina granulosa* from the Ypresian of Spain.

Age: Lower Ypresian.

Assilina sublaminosa Gill, 1953
(pl. 2, fig. 6)

1953 *Assilina sublaminosa* Gill, p. 83, pl. 13, figs. 18-19.

Test small, composed of 4 whorls, the maximum diameter is 1.0 mm and the thickness is 0.6 mm. The periphery is subrounded; the spiral lamina is thick. The whorling increases gradually from the first whorl till the end. The fourth whorl is about 1 1/2 time higher than the preceeding. The septa are straight, thin. The pillars are radial, concentrating at the pole of the test.

Occurrence: Large number of this species are found together with other species of *Assilina* in the chalky limestone, underlying the alveolinid limestone of Gabal Um El Ghanayem section.

This species was described by Gill (1953) from the Lower Eocene of the Laki Series, India.

Age: Lower Ypresian.

Assilina nili de la Harpe, 1883
(pl. 2, fig. 5)

1883 *Assilina nili* De La Harpe, p. 213, pl. 6, figs. 35-42.
1951 *Assilina nili* De La Harpe. — Schaub, p. 205, pl. 6, figs. 15-16.

Test small, its diameter is 2.5 mm only and its thickness is 0.4 mm. It is composed of 3 whorls. The spiral lamina is regular and thin.

Occurrence: This species is observed in the chalky limestone of Gabal Um El Ghanayem.

De la Harpe (1883) described this species from the Lower Eocene of Gabal Ter, on the opposit side of Esna, Upper Egypt. Schaub (1951) found this species in the Lower Ypresian of Sörenberg, Luzern, Switzerland.

Age: Lower Ypresian.

Genus *Operculina* d'Orbigny, 1826
Operculina canalifera d'Archiac & Haime, 1853
(pl. 2, fig. 7)

1853 *Operculina canalifera* d'Archiac & Haime, p. 182, 346; pl. 12, fig. 1; pl. 35, fig. 5; pl. 36, fig. 15, 16.
1927 *Operculina canalifera* d'Archiac. — Davies, p. 276, pl. 20, fig. 11-13.
1929 *Operculina canalifera* d'Archiac. — Llueca, p. 251, pl. 19, fig. 5-13, pl. 20, figs. 1-4.

This species is lenticular, flat, measures about 5.0 mm in diameter. It is thick in the centre, thin at the periphery. The surface is covered with granules. Its test is composed of 3 whorls. The proloculum is small. The spiral lamina is thick; the marginal cord is about 1/3 the spiral cavity. The third whorl is three times higher than the previous one. The septa are thin, long, vertical, with a slight bend near the roof of the whorl; there are 10 septa in the last whorl.

Occurrence: This species is found abundantly in the chalky limestone of Gabal Um El Ghanayem.

Davies (1927) described this species from the Lower Eocene of the Ranikot Series, India, Llueca (1929) recorded this species from the Ypresian of Spain.

Age: Lower Ypresian.

Genus *Miscellanea* Pfender, 1935

Miscellanea miscella (d'Archiac & Haime), 1853

(pl. 2, fig. 2)

1853 *Nummulites miscella* d'Archiac & Haime, p. 345, pl. 35, fig. 4.
1927 *Siderolites miscella* (d'Archiac & Haime). — Davies, p. 377, pl. 20, fig. 9.
1937 *Miscellanea miscella* (d'Archiac & Haime). — Davies & Pinfold, p. 43, pl. 6, figs. 1-3, 5, 7, 8.
1954 *Miscellanea miscella* (d'Archiac & Haime). — Smout, p. 72.

Test lenticular, it measures 2.8 mm in diameter and 1.2 mm in thickness. The surface heavily granulated, the granules are more concentrated near the centre; near the periphery, the granules are fine. The test is composed of 4 whorls, the proloculum is large having a diameter of 4.0 mm; spiral lamina is thin, regular. The septa are thin and gently curved.

Occurrence: This species is observed in the sections of the chalky limestone together with the different species of *Assilina* and *Operculina canalifera*.

Remarks: This species was originally described as a granular *Nummulites* by d'Archiac & Haime. Pfender (1935) took it as a type of her new genus. Davies (1927) recorded this species from the Lower Eocene of the Ranikot Series India. Smout (1954) described this species from the Upper Paleocene of Gabal Dukkan area, Qatar Peninsula.

Age: Lower Ypresian.

Acknowledgements

This work was made possible through a D. A. A. D. research grant for the second author, which is gratefully acknowledged. The author is very much indebted to Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie of the university of Munich, for his continuous help, fruitful discussions and generosity. Furthermore, special thanks are expressed to Prof. Dr. R. Dehm for his kind permission to use the equipments of the Institute. The help by Mr. Dressler in taking the photomicrographs is mentioned with sincere gratitude.

Archiac, A. D' & J. Haime, 1835: Description des Animaux fossiles du groupe Nummulitique de l'Inde. — 2 vols., 373 pp., Paris.

Awad, G. H. & M. G. Ghobrial, 1965: Zonal stratigraphy of the Kharga Oasis. — Geol. Surv., Min. Res. Dept., No. 34, Cairo.

Ball, J., 1900: Kharga Oasis, its topography and geology. — Egypt. Geol. Surv., Min. Res. Dept., Cairo, pp. 1-116.

Beadnell, H. J. L., 1909: An Egyptian Oasis; an account to the Oasis of Kharga of the Libyan Desert. — 248 pp., Murray, London.

Bishay, Y., 1961: Biostratigraphic study of the Eocene in the Eastern Desert between Samalut and Assiut by the Large Foraminifera. — 7 pp., Third Arab Petr. cong., Alexandria.

Davies, A. M., 1935: Tertiary faunas. — Vol. **1**, London.

Davies, L. M., 1927: The Ranikot Beds at Thal. — Qu. J. Geol. Soc. London, **83**, pt. 2, 260-290, London.

Davies, L. M. & Pinfold, E. S., 1937: The Eocene Beds of the Punjab Salt Range. — Pal. Ind., N. S., Vol. **24**.

Douvillé, M. H., 1919: L'Éocéne inférieur en Aquitaine et dans les Pyréneés. — Mém. Carte Geól. France, Paris.

Ellis, B. F. & A. R. Messina, 1940: Catalogue of Foraminifera. New York.

El Naggar, Z. R. M., 1970: On a proposed lithostratigraphic subdivision for the Late Cretaceous — Early Paleogene succession in the Nile Valley, Egypt, U. A. R. — Seventh Arab Petr. Cong., No. 64, Kuwait.

Gill, W. D., 1953: The genus *Assilina* in the Laki Series (Lower Eocene) of the Kohat-Potwar Basin, Northwest Pakistan. — Contr. Cushman Found. Foram. Research, Washington, **4**, no. 85, 76-84.

Hottinger, L., 1960a: Recherches sur les Alvéolines paléocénes et éocénes. — Mém. Suisses Pal., **75-76**, 243 pp.

Hottinger, L., 1960b: Über paleocaene und eocaene Alveolinen. — Eclogae geol. Helv., **53**, no. 1, 265-283.

Hottinger, L., 1963: Les Alvéolines paléogènes, exemple d'un genre polyphylétique. — — Evolut. trends in Foram. Elsevier, Amsterdam.

Hottinger, L., R. Lehmann & H. Schaub, 1964: Donnes actuelles sur les biostratigraphie du Nummulitique Méditérraneen. — Mém. B. R. G. M., no. **28**, pt. II, 611-625.

Hottinger, L., & H. Schaub, 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien and Biarritzien. — Eclogae geol. Helv., **53**, no. 1, 453-480.

La Harpe P. De, 1883a: Monographie der in Aegypten und der Libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. — Palaeontographica, **30**, Cassel.

La Harpe P. De, 1883b: Etudes des Nummulites de la Suisse et revision des espéces eocenes des genres *Nummulites* et *Assilina*. — Schweiz. paläont. Abh., **10**.

Llueca, F. G., 1929: Los Numulitidos de España, 400 p., Madrid.

Loeblich, A. R. & H. Tappan, 1964: Treatise on Invertebrate Paleontology. — Geol. Soc. Amer., (C) Protista 1, 2.

Nagappa, Y., 1959: Foraminiferal biostratigraphy of the Cretaceous-Eocene succession in the India-Pakistan-Burma region. — Micropaleontology, **5**, no. 2, 145-192.

Nakkady, S. E., 1959: Biostratigraphy of the Um Elghanayem section, Egypt. — Micropaleontology, **5**, no. 4, 453-472.

Reichel, M., 1936: Étude sur les alvéolines. — Mém. Soc. Pal. Suisse, **57**, 1-93.

Said, R. 1960: Planktonic foraminifera from the Thebes formation, Luxor, Egypt. — Micropaleontology, **6**, no. 3, 277-286.

Said, R. 1962: The geology of Egypt. — 368 pp., Amsterdam, Elsvier Publishing Co.

Said, R. & M. T. Kerdany, 1961: The geology and micropaleontology of Farafra Oasis, Egypt. — Micropaleontology, **7**, no. 3, 317-336.
Schaub, H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. — Mém. Suisses Pal., **68**, 220 p.
Schinnawi, M. A., 1964: The stratigraphy of Gabal Ghanima section, Kharga Oasis, Upper Egypt. — Bull. Fac. Sci., Alexandria, **VI**, 209-223.
Schlumberger, J., 1905: Deuxieme note sur les Miliolidés trémotophoreés. — Bull. Soc. géol. France, **4**, no. 5.
Schwager, C., 1883: Die Foraminiferen aus dem Eocaen der libyschen Wüste. — Palaeontographica, **30**, 79-154.
Silvestri, A., 1939: Foraminiferi dell Eocene della Somalia, II. — Paleont. Ital. **32**, suppl. 4, 1—102, Siena.
Smout, A. H., 1954: Lower Tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula. — British Museum (Natural History) London, 96 p., 15 pl.
Youssef, M. I., 1968: Structural pattern of Egypt and its interpretation. — Am. Assoc. Petr. Geologists, Bull., **52**, 601-614.
Youssef, M. I. & W. Abdel Aziz, 1971: Biostratigraphy of the Upper Cretaceous — Lower Tertiary in Farafra Oasis, Libyan Desert, Egypt. — Symposium on the Geology of Libya, 229-249.
Youssef, M. I., M. Y. Hassan & H. F. Abdou, 1953: A faunule with *Nummulites deserti* from Kosseir area. — Bull. Inst. du Desert d'Egypte, Tome III, no. 2, pp. 123-124.
Zittel, K., 1883: Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Aegypten. — Palaeontographica, vol. **30**, pt. 1, pp. 1-112.

Plate Explanation

Plate 1

1. a: *Alveolina pasticillata* Schwager, equatorial section;
   b: *Alveolina cucumiformis* Hottinger, axial section; ×10.
2. *Nummulites deserti* De la Harpe, axial, equatorial, tangential sections; ×5.
3. a: *Alveolina decipiens* Schwager, equatorial section;
   b: *Orbitolites* sp., axial section; ×10.
4. *Fabularia* sp., a: longitudinal section; b: transverse section; ×10.
5. a: *Alveolina decipiens* Schwager, tangential section;
   b: *Alveolina pasticillata* Schwager, axial section;
   c: *Alveolina ovicula* Nuttall, axial section;
   d: *Orbitolites* sp.; ×10.
6. a: *Alveolina decipiens* Schwager, equatorial section;
   b: *Alveolina pasticillata* Schwager, oblique section;
   c: *Alveolina ellipsoidalis* Schwager, oblique section;
   d: *Orbitolites complanatus* Lamarck, axial section; ×5.
7. a: *Alveolina oblonga* D'Orbigny, axial section;
   b: *Alveolina pasticillata* Schwager, axial section;
   c: *Alveolina cucumiformis* Hottinger, axial section; ×6.
8. a: *Alveolina oblonga* D'Orbigny, axial section;
   b: *Alveolina pasticillata* Schwager, axial section;
   c: *Alveolina cucumiformis* Hottinger, axial section;
   d: *Alveolina ovicula* Nuttall, axial section;
   e: *Orbitolites complanatus* Lamarck, axial section; ×5.

Fig. 1, 3-8: Upper cavernous limestone, Thebes-Farafra Limestone Formation; Fig. 2: Lower nummulitic limestone, Thebes-Farafra Limestone Formation.

Plate 2

1. *Alveolina rotundata* Hottinger, axial section; ×10.
2. *Miscellanea miscella* (D'Archiac & Haime), a: equatorial section, b: axial section; ×10.
3. *Alveolina ellipsoidalis* Schwager, equatorial section; ×10.
4. *Alveolina ovicula* Nuttall, axial section; ×5.
5. *Assilina nili* De la Harpe, axial section; ×10.
6. *Assilina sublaminosa* Gill, axial section; ×10.
7. *Operculina canalifera* D'Archiac & Haime, axial section; ×10.
8. *Assilina granulosa* (D'Archiac), axial section; ×5.

Fig. 1-4: Upper cavernous limestone, Thebes-Farafra Limestone Formation; Fig. 5-8: Chalky limestone, Thebes-Farafra Limestone Formation.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 15 | 19—27 | München, 15. 9. 1975

Bivalvia aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern)

Von Seyed-Ali Yamani & Gerhard Schairer[1])

Mit 4 Abbildungen und Tafel 3

Zusammenfassung

Aus dem Korallen-*Diceras*-Dolomit von Großmehring (9 km E Ingolstadt) werden 2 neue Arten beschrieben: *Pachymytilus tithonicus* und *Jurassicardium schulzi*. Die übrige Fauna wird in einer Liste aufgeführt. Als Lebensraum ist ein Korallenriffkomplex anzunehmen.

Abstract

Two new species of bivalves are described from the dolomite of Großmehring 9 km East of Ingolstadt, Bavaria: *Pachymytilus tithonicus* and *Jurassicardium schulzi*. Further genera and species are listed. The fauna indicates a recifal biotope.

Inhalt

Einleitung 19
Bivalvenfauna 21
Bemerkungen zur Ökologie 26
Schriftenverzeichnis 26

Einleitung

Fossilien aus dem Dolomit der Umgebung von Ingolstadt sind seit langem bekannt. Goldfuss (1844) führt 3 Gastropoden-Arten an. Schafhäutl (1854, S. 549) erwähnt Versteinerungen aus dem „Jura-Dolomit an der Donau bei Großmähring (in der Nähe von Ingolstadt)“ ... In seiner Beschreibung der Bivalven des Kelheimer *Diceras*-Kalkes vergleicht Boehm (1881, S. 190) dessen Fauna mit der des Dolomits von Ingolstadt. Danach sind 2 Bivalven- und 7 Gastropoden-Arten

[1]) Dr. S.-A. Yamani, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität; Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

Abb. 1: Steinbruch im Steinberg, 1,5 km NE Großmehring, Nordwand.

gemeinsam. Gümbel (1891, S. 301) führt einige Bivalven und Gastropoden aus dem Dolomit des Demlinger Holzes in der Nähe von Großmehring an. Eine reiche Bivalvenfauna aus einem Aufschluß im Steinberg bei Großmehring bringt Schnittmann (1959/60, S. 37 f.) in einer Liste. Sie umfaßt 36 näher bestimmte Arten. Yamani (1973, Abb. 47, 3; S. 196 ff.; Tab. 2—4) vergleicht die Bivalvenfauna von Laisacker bei Neuburg/Do. u. a. mit der von Großmehring. Er erwähnt 25 Gattungen, von denen 15 zu den Pteriomorphia, 9 zu den Heterodonta und 1 zu den Anomalodesmata gehören.

Das hier untersuchte Material stammt zum größten Teil aus dem seit einiger Zeit aufgelassenen Steinbruch im Steinberg, 1,5 km NE Großmehring (Abb. 1), der derzeit als Mülldeponie dient. Der in einer Mächtigkeit von ca. 20 m erschlossene Dolomit ist im allgemeinen fossilarm bis fossilleer. Nur an wenigen Stellen ist das Gestein fossilreicher, jedoch sind die Fundstellen zur Zeit nicht zugänglich. Der Dolomit wird von Schairer & Yamani (1973, S. 28) auf Grund von Ammonitenfunden ins Untertithon (Mörnsheimer Schichten bis Usseltal Schichten) eingestuft.

An dieser Stelle möchten wir Herrn J. Schulz, Ingolstadt, danken, der uns seine Sammlung zur Bearbeitung zur Verfügung stellte und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie reiches Material von Großmehring überließ. Die Fotoarbeiten wurden von Herrn M. Dressler und Frau Ch. Schulz, die Zeichnungen von Herrn H. Frank ausgeführt. Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter Inventar-Nr. 1971 XX aufbewahrt.

Bivalvenfauna

Die systematische Einteilung folgt Moore 1969.

Pteriomorphia Beurlen, 1944
Pterioida Newell, 1965
Pteriina Newell, 1965
Ambonychiacea Miller, 1877
Myalinidae Frech, 1891
? *Pachymytilus* Zittel, 1881

Bemerkungen: Die Zugehörigkeit der Gattung *Pachymytilus* zu den Myalinidae ist fraglich (vergl. Moore 1969, S. 291). Das dysodonte Schloß, das opisthodete Ligament und die Ornamentierung der Schale sprechen mehr für die Zugehörigkeit zu den Mytilidae. Da aber bei vorliegendem Material die für eine genaue Zuordnung wichtige Schalenstruktur nicht untersucht werden konnte, muß die endgültige Zuordnung offen gelassen werden.

Pachymytilus tithonicus n. sp.
Taf. 3, Fig. 1—3, Abb. 2

Derivatio nominis: nach dem Vorkommen der Art im Tithon.
Locus typicus: Steinberg, 1,5 km NE Großmehring bei Ingolstadt/Do.
Stratum typicum: Untertithon.
Material: Holotypus: 1 linke Klappe in Steinkernerhaltung mit Abdruck der Schalenstruktur (1971 XX 3). Paratypen: 1 rechte und 1 linke Klappe in Steinkernerhaltung (1971 XX 4; 1971 XX 5). Desweiteren 6 rechte Klappen, 4 linke Klappen, 1 doppelklappiges Exemplar.

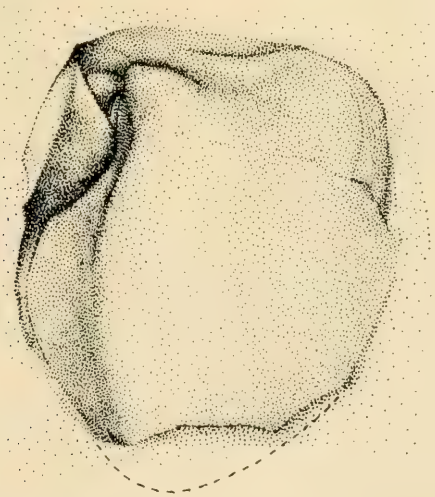


Abb. 2: *Pachymytilus tithonicus* n. sp., Holotypus. Steinkern einer linken Klappe. 1971 XX 3. ×1.

Diagnose: Der weite Apikalwinkel, die kurze Area und die flache Grube vor dem Wirbel unterscheiden diese Art von den bisher bekannten.

Beschreibung. Holotypus (Abb. 2): Die Klappe ist mytiliform. Der Übergang vom Posterodorsalrand in den Hinterrand erfolgt gerundet rechtwinkelig, der des Vorderrandes in den Unterrand in einem weiten Bogen. Der Wirbel ist terminal, an der Spitze kantig und nach innen gebogen. Eine vorne liegende Kante zieht annähernd parallel zum Vorderrand von der Wirbelspitze zum spitzwinkligen anteroventralen Übergang. Hinter der Kante fällt die Klappenoberfläche kontinuierlich flacher werdend ab und weitet sich posterodorsal flügelartig aus. Vor der Kante fällt die Klappenoberfläche steiler ab, biegt in der oberen Hälfte — vor dem Wirbel — nach innen und bildet eine breite, flache, dreieckige Area, die mit einer longitudinalen Furche versehen ist. Die Furche verläuft von der Wirbelspitze gebogen nach unten und grenzt die Area gegen das Schloß ab. Unter dem Wirbel befinden sich eine Zahnleiste und 2 Gruben, die dem Posterodorsalrand etwa prallel laufen und von unten nach oben an Länge zunehmen. Hinter dem Wirbel erstreckt sich parallel zum Dorsalrand eine lange opisthodete Ligamentgrube, die bis zum dorsoventralen Übergang reicht. Die Ornamentierung der Klappenoberfläche (Taf. 3, Fig. 3) besteht aus dichten radialen Rippchen (12 auf 5 mm), die schmäler als ihre Zwischenräume sind. Sie werden von stärkeren konzentrischen Anwachsstreifen überlagert.

Der Paratypus (1971 XX 5, linke Klappe; Taf. 3, Fig. 2) zeigt in der Schloßregion die gleiche Ausbildung wie der Holotyp. Der Zahn und die Gruben sind kräftiger, die Area breiter und höher ausgebildet. Die feine radiale Berippung ist von den starken, konzentrischen, in unregelmäßigen Abständen aufeinanderfolgenden Anwachsstreifen fast völlig überprägt.

Der Paratypus (1971 XX 4, rechte Klappe; Taf. 3, Fig. 1) weist in der Schloßregion entsprechend den Gruben der linken Klappe 2 Zähne auf, deren oberer unmittelbar unter der Ligamentgrube liegt. Dazu kommt eine Grube, die den einzigen Zahn der linken Klappe aufnimmt.

Vergleiche und Bemerkungen. *Pachymytilus petasus* (Orbigny) besitzt einen wesentlich kleineren Apikalwinkel und eine höhere Area. Außerdem ist die Schloßplatte unter dem Wirbel höher als bei *P. tithonicus*. *P. crassissimus* (Boehm) hat eine hohe Area, die eine tiefe Furche aufweist, einen kleineren Apikalwinkel und eine sehr hohe Schloßplatte.

Heterodonta Neumayr, 1884
Veneroida Adams & Adams, 1856
Cardiacea Lamarck, 1809
Cardiidae Lamarck, 1809
Protocardiinae Keen, 1951
Jurassicardium Cossmann, 1906

Jurassicardium schulzi n. sp.
Taf. 3, Fig. 4—6

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn J. Schulz, Ingolstadt, der durch seine verdienstvolle Sammlertätigkeit zur Erweiterung der Kenntnis der Paläontologie der Südlichen Frankenalb beigetragen hat.

Locus typicus: Steinberg, 1,5 km NE Großmehring bei Ingolstadt/Do.
Stratum typicum: Untertithon.
Material: Holotypus: Steinkern einer rechten Klappe (1971 XX 6). Paratypen: 1 rechte und eine linke Klappe in Steinkernerhaltung (1971 XX 7; 1971 XX 8). Desweiteren 3 rechte Klappen in Steinkernerhaltung.

Beschreibung. Der Holotyp (Taf. 3, Fig. 4, 6) ist subquadratisch. Die Schloßlinie ist geknickt und bildet unter dem Wirbel einen Winkel von 140°. Der Wirbel ist prosogyr und liegt in der vorderen Hälfte des Dorsalrandes. Der Übergang vom Anterodorsalrand in den Vorderrand vollzieht sich in einem weiten Bogen. Der Unterrand ist schwach gebogen bis fast gerade. Der postero-dorsoventrale Winkel beträgt 125°, der des Hinterrandes mit dem Unterrand 70°. Dadurch erscheint die Klappe quadratisch. Die Konvexität der Klappe ist in den vorderen Zweidritteln einheitlich. Von der Wirbelspitze verläuft eine Kante zum Übergang Hinterrand/Unterrand und teilt das hintere Drittel von der übrigen Klappenoberfläche ab. Dieses fällt steil nach hinten ab und verflacht im postero-dorsoventralen Bereich. Die Konvexität der Klappe beträgt an der höchsten Stelle (Kante) 6 mm. Das Schloß (lucinoider Typ) weist 2 Kardinalzähne und 3 Lateralzähne auf. Unter dem Lunularand, folgt der schwach ausgebildete Kardinalzahn 3a. Unterhalb 3a ist (AIII) undeutlich zu erkennen, dagegen ist AI am Unterrand des Schlosses durch eine kräftige Leiste markiert. Oberhalb AI befindet sich die Grube AII. Hinter dem Wirbel liegt der kräftige Kardinalzahn 3b, dahinter die Grube 4b des schwächeren Kardinalzahnes der linken Klappe. Die schmale Abflachung hinter 4b stellt den Nymph dar, in dessen Verlängerung sich der hintere Lateralzahn PI als kräftige Leiste befindet. Oberhalb PI ist die Grube PII, die sich bis zum postero-dorsoventralen Übergang hinzieht. Der Schloßrand ist unterhalb von 3a und 4b gebuchtet, die breiteste Stelle der Schloßplatte liegt unter dem Wirbel. Die Zahnformel lautet:

AI	(AIII)	3a	3b	PI	r
AII		2	4b	PII	l

Die Paratypen zeigen im Schloßbereich im wesentlichen die gleiche Ausbildung. Am Paratypus (1971 XX 7, rechte Klappe; Taf. 3, Fig. 5) ist die Schalenskulptur im Abdruck zu erkennen. Die ganze Oberfläche ist mit radialen Rippen bedeckt (ca. 23 Rippen vom Vorderrand bis zur Kante). Diese sind gerade, schmäler als die Zwischenräume und im Profil gerundet. Sie sind im vorderen Schalenteil stärker als auf der übrigen Klappenoberfläche. Dies könnte jedoch auf die Erhaltung zurückzuführen sein.

Variation. Der Winkel in der Schloßlinie variiert zwischen 135°—140°, der des postero-dorsoventralen Übergangs zwischen 90°—125° und der am Übergang Hinterrand/Unterrand zwischen 70° und 100°.

Maße (in mm)

		L	H	DI %	K
Holotypus (1971 XX 6)	r	26,0	20,5	(126,8)	5,0
Paratypus (1971 XX 7)	r	27,5	23,5	(117,0)	5,0
Paratypus (1971 XX 8)	l	27,0	24,0	(112,0)	6,0

DI % = Diameterindex; H = Höhe; K = Konvexität; L = Länge; l = linke Klappe; r = rechte Klappe.

Vergleiche und Bemerkungen. COSSMANN (1905, S. 11) stellt die Untergattung *Jurassicardium* auf der Art *Cardium (Jurassicardium) axonense* COSSMANN auf. Er beschreibt von jeder Klappe nur einen vorderen und hinteren Lateralzahn. KEEN (1937) erhob *Jurassicardium* zur Gattung und stellte sie später zu der neuen Unterfamilie Protocardiinae (vergl. MOORE 1969, S. 588). Für die Cardiidae sind nun zwei vordere Lateralzähne und ein hinterer Lateralzahn in der rechten Klappe und je ein vorderer und hinterer Lateralzahn in der linken Klappe charakteristisch (vergl. MOORE 1969, S. 583). Zwischen der Beschreibung von COSSMANN und der derzeitigen systematischen Stellung von *Jurassicardium* besteht so eine Differenz. Treffen die Beobachtungen von COSSMANN zu, ist die Diagnose der Cardiidae zu erweitern, da *Jurassicardium axonense* auf Grund der übrigen Schalenmorphologie durchaus zu den Protocardiinae zu stellen ist. Da aber der AIII sehr schwach ausgebildet ist, kann er bei ungünstiger Erhaltung übersehen worden sein. Damit würde die Diagnose der Cardiidae im heutigen Sinne zutreffen.

Jurassicardium axonense unterscheidet sich von *J. schulzi* in folgenden Merkmalen: *J. schulzi* ist wesentlich länger als hoch. *J. axonense* ist so lang wie hoch oder sogar höher. Bei *J. schulzi* liegt der Wirbel in der vorderen Hälfte des Dorsalrandes, bei *J. axonense* in der Mitte. Der Winkel des postero-dorsoventralen Übergangs ist bei *J. schulzi* größer, der Winkel zwischen Hinterrand/Unterrand kleiner als bei *J. axonense*.

Abb. 3: *Gervillia (Gervillia)* sp. ex gr. *G. silicea* QUENSTEDT (1971 XX 9). Hinterer Teil der Schloßplatte einer linken Klappe mit den für die Untergattung charakteristischen Leisten. ×1.

Abb. 4: *Gervillia (Cultriopsis) struckmanni* (LORIOL) (1971 XX 11), linke Klappe. Kennzeichnend für diese Untergattung sind die Ligamentgruben im vorderen und die Leiste im hinteren Teil der Schloßplatte. ×1.

Bemerkungen zur Faunenliste. Das Material liegt zumeist in Steinkernerhaltung und in Form von Abdrücken vor; nur gelegentlich sind Schalenreste erhalten. Durch Dolomitisierung sind systematisch wichtige Merkmale z. T.

verlorengegangen. So ist eine Anzahl taxodonter und heterodonter Bivalven vorhanden, die unbestimmbar sind, da Schloßregion und Skulptur nur unvollständig oder nicht erhalten sind. Formen aus der Gruppe um *Gervillia* sind stellenweise recht häufig. In der Schalenform sind sie sich sehr ähnlich, eine Zuordnung zu einzelnen Untergattungen ist nur möglich, wenn die Schloßregion zu sehen ist (Abb. 3, 4). Ein interessantes Formenelement stellen die Diceratidae dar. Diese formenreiche Gruppe wurde hier nicht berücksichtigt, da zu einer Klärung der Systematik auch die besser erhaltenen Exemplare von Kelheim herangezogen werden sollten.

Isoarca explicata Boehm (Taf. 1, Fig. 4—7)[2])
Isoarca speciosa Münster (Taf. 1, Fig. 9)
Isoarca eminens Quenstedt (Taf. 1, Fig. 10—11)
Arca (Arca) trisulcata Münster (Taf. 1, Fig. 12—13)
Arca (Arca) fruthi Yamani (Taf. 1, Fig. 16—17)
Arcidae gen. et sp. indet.
Parallelodontidae gen. et sp. indet.
Mytilus (subgen. indet.) cf. *ungulatus* (Young & Bird)
Arcomytilus cf. *couloni* (Marcou)
cf. *Lithophaga*
Modiolus (Modiolus) cf. *lorioli* Zittel sensu Boehm (Taf. 2, Fig. 4—5)
Pteroperna poliodon (Buvignier)
Aguilerella sp.
Gervillia (Gervillia) sp. ex gr. *G. silicea* Quenstedt
Gervillia (Cultriopsis) struckmanni Loriol
Pinna (Pinna) sp.
Isognomon (Isognomon) cf. *mytiloides* (Lamarck)
Entolium sp.
Propeamusium (Parvamusium) cf. *stoliczkai* (Gemmellaro)
Camptonectes (Camptochlamys) tithonius (Gemmellaro & Di Blasi)
Chlamys quenstedti (Blake) (Taf. 3, Fig. 1—2)
Spondylopecten globosus (Quenstedt) (Taf. 3, Fig. 7—9)
Eopecten velatus (Goldfuss) (Taf. 3, Fig. 13—15)
Plicatula (Plicatula) sp.
Lima (Lima) notata Goldfuss (Taf. 4, Fig. 4—5)
Lima (Lima) sp.
Antiquilima discincta (Quenstedt) (Taf. 4, Fig. 7)
Ctenostreon pectiniforme (Schlotheim) (Taf. 4, Fig. 10)
Liostrea sp.
Gryphaea sp.
Lopha sp.
cf. *Fimbria*
Myoconcha cf. *lorioli* Rollier
Myoconcha boehmi Rollier
Astarte (Astarte) aff. *pasiphae* Orbigny
Astarte (Astarte) cf. *paphia* Orbigny
Astarte (Astarte) sp.
Neocrassina (Coelastarte) suprajurensis (Roemer)
Nicaniella (Nicaniella) sp.
Praeconia studeriana (Loriol) (Taf. 5, Fig. 16—19)
Praeconia oblonga (Roemer) (Taf. 6, Fig. 3)
Prorokia subproblematica (Boehm) (Taf. 6, Fig. 10)

[2]) Die Abbildungshinweise in der Faunenliste beziehen sich auf Yamani 1975.

Coelopis (Coelopis) sp.
Anisocardia (Anisocardia) aff. *globosa* (Roemer)
Anisocardia (Anisocardia) verioti (Buvignier)
Anisocardia (Anisocardia) sp.
Pachyrisma sp.
Pterocardia corallina (Leymerie)
Diceratidae div. gen. et sp.
Pachymya (Arcomya) kelheimensis Boehm

Bemerkungen zur Ökologie

Auffallende Elemente in der Bivalvenfauna des Dolomits von Großmehring sind: *Gervillia (Gervillia), Gervillia (Cultriopsis), Pachymytilus* und die Diceratidae. Die dünnschaligen und langgestreckten *Gervillia* und *Cultriopsis* haben in Bereichen mit schwachen Strömungen gelebt. Dieser Lebensbereich war z. B. auf der geschützten Seite eines Riffes oder zwischen ästigen Korallenstöcken gegeben, wo sie mit Byssusfäden angeheftet waren und frei im Wasser schwangen oder sich an die Korallenäste anlehnten. *Pachymytilus* und die Diceratidae besitzen dicke Schalen (bei *Pachymytilus* ist die Schale in der Wirbelregion besonders stark). Das kräftige Schloß und die dicke Schale dieser Formen sprechen für ein Leben in turbulentem Wasser. Das Vorkommen von *Pinna*, einem semiinfaunalen Element, weist dagegen wieder auf Bereiche mit sehr ruhigem Wasser hin.

Ein Vergleich der Bivalvenfauna von Großmehring mit der gut untersuchten von Laisacker bei Neuburg/Do. (Yamani 1973) zeigt eine große Übereinstimmung in den Lebensbereichen auf. Im Auftreten von Myalinidae, Megalodontidae und Diceratidae unterscheidet sich die Fauna von Großmehring von der von Laisacker. Dieser Unterschied wird noch durch die Häufigkeit von Nerineen und Brachiopoden im Großmehringer Dolomit betont. Die Verschiedenheit der Faunen könnte darauf beruhen, daß die Korallenkalke von Laisacker älter sind als der Dolomit von Großmehring. Andererseits besteht aber in einigen Faunenelementen von Großmehring (Diceratidae, Brachiopoda) Übereinstimmung mit den noch älteren *Diceras*-Kalken von Kelheim. Es ist daher anzunehmen, daß die Faunengemeinschaften in diesen Lebensräumen mehr ökologisch als zeitlich bedingt waren.

In allen drei o. e. Regionen können kleine Riffe mit zugehöriger Übergußschichtung beobachtet werden. Diese stellen Ausschnitte aus größeren Riffkomplexen dar (Barthel et al. 1971, S. 19 ff.; Schairer & Yamani 1973, S. 20). Die von Großmehring bekannt gewordene Fauna weist daraufhin, daß sowohl Lebensbereiche mit ruhigem (vital-pantostrat) als auch turbulentem Wasser (vital-lipostrat) vorhanden waren. Dies steht in Übereinstimmung mit einem aus kleineren Riffen aufgebauten Riffkomplex.

Schriftenverzeichnis

Barthel, K. W.; V. Janicke & G. Schairer: Untersuchungen am Korallen-Riffkomplex von Laisacker bei Neuburg a. d. D. (unteres Untertithon, Bayern). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 1, 4—23, 10 Abb., Stuttgart 1971.

Cossmann, M.: Description de quelques Pélécypodes jurassiques de France. — C. r. Ass. franç. Avancement Sci., **34**, 1—14, Taf. 2—3, Paris 1905.

Goldfuss, A. & G. Münster: Petrefacta Germaniae, Teil 3, 8. Lief., 21—28, Taf. 172—195, Düsseldorf (Arnz) 1844.

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. In: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. — 4. Abt., IX + 763 S., 115 Abb., 1 geogn. Übersichtskt., Kassel (Fischer) 1891.

Moore, R. C. (Herausgeber): Treatise on invertebrate paleontology. — Part N, 1+2, Mollusca 6, Bivalvia, XXXVIII + 952 S., 6198 Abb., Boulder, Col. (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas) 1969.

Schafhäutl, K. E.: Beiträge zur näheren Kenntnis der Bayern'schen Voralpen (Fortsetzung). — N. Jb. Min. etc., **1854**, 513—563, Taf. 7—8, Stuttgart 1854.

Schairer, G. & S.-A. Yamani: Ammoniten aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern). — Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol., **13**, 19—29, Taf. 2, 2 Abb., München 1973.

Schnittmann, F. X.: Die Versteinerungen der Steinbrüche im Dolomit des südlichen Frankenjuras zwischen Ingolstadt und Neustadt. — Acta Albertina Ratisbonensia, **23**, 1, 36—40, Regensburg 1959/60.

Yamani, S.-A.: Zur Bivalvenfauna der Korallenkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (Unter-Tithon). — Diss. (Fotodruck), 216 + XVI S., 6 Taf., 47 Abb., 7 Tab., München 1973.

Yamani, S.-A.: Bivalven-Fauna der Korallenkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Unteres Tithonium, Bayern. — Palaeontographica Abt. A, **149**, 1—3, 31—116, Taf. 14—19, 43 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1975 (in dieser Arbeit findet sich ein umfangreiches Verzeichnis von Bestimmungsliteratur).

Tafelerläuterungen

Tafel 3

Fig. 1—3: *Pachymytilus tithonicus* n. sp.
1: Plastikabdruck der Schloßregion einer linken Klappe. 1971 XX 5. ×1.
2: Plastikabdruck der Schloßregion einer rechten Klappe. 1971 XX 4. ×1.
3: Skulptur der Schalenoberfläche. Plastikabdruck. Holotypus. 1971 XX 3. ×2.

Fig. 4—6: *Jurassicardium schulzi* n. sp.
4: Holotypus. Steinkern einer rechten Klappe. 1971 XX 6. ×1.
5: Plastikabdruck einer rechten Klappe die Skulptur zeigend. 1971 XX 7. ×1.
6: Plastikabdruck der Schloßregion des Holotypus. 1971 XX 6. ×1.

Fig. 7: *Gervillia (Gervillia)* sp. ex gr. *G. silicea* Quenstedt. Steinkern einer linken Klappe. 1971 XX 10. ×1.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 15 | 29—31 | München, 15. 9. 1975

Balanus-Rasen auf Brandungsgeröllen der Oberen Meeresmolasse (Helvet) vom Dischinger Blockstrand

Von Horst Gall & Dieter Müller[1])

Mit 1 Abbildung

Die Strandfazies der Oberen Meeresmolasse (OMM, Helvet) im Raum Dischingen ist wegen ihres großen Reichtums an Makrofossilien altberühmt. Insgesamt 31 Arten — nach Angaben früherer Autoren von Hüttner (1958, 58) zusammengestellt — wurden von hier bekannt: Bryozoa (*Cellepora*), Bivalvia (Ostreidae, Pectinidae), Gastropoda (*Turritella*), Arthropoda (5 *Balanus*-Arten), Pisces (*Lamna*-Zähne) u. a.. Auch ihre Erhaltung war vorzüglich, so daß etwa K. A. v. Zittel in seinen „Grundzügen der Paläontologie" (1924, 622, Abb. 1298) *Balanus pictus* Münster aus der Oberen Meeresmolasse von Dischingen abbildet. Hauptfundorte waren die Lokalitäten „Armenhaus", „Michelsberg" und „Kleemeisterei" (= „Wasserberg").

Am „Wasserberg" (500 m NW Dischingen) geben Geländemorphologie und der Blockstrand — dicht gepackte, große Brandungsgerölle mit Zwischenmittel aus Meeres-Grobsand — deutliche Hinweise auf die unmittelbare Nähe des Kliffs der OMM (vergl. Hüttner 1958, Gall 1969). Bis etwa 1955 waren hier noch Sandgruben in Betrieb. Später aber wurde der „Wasserberg" von der sich ausweitenden Marktgemeinde Dischingen mehr und mehr überbaut, so daß die berühmten Dauer-Aufschlüsse in den fossilreichen, eindrucksvollen Strandbildungen des Mittelmiozäns verloren gingen. Zwar legte man anläßlich der 600-jährigen Wiederkehr der Markt-Erhebung von Dischingen den Blockstrand am „Wasserberg" über kurze Erstreckung wieder frei (vergl. Bahmann 1966), jedoch vereitelte mangelhaftes Interesse für dieses einzigartige Naturdenkmal alle Bemühungen, den neu geschaffenen Aufschluß weiterhin offen zu halten.

Die Strandbildungen der OMM waren damals auf etwa 8 m Erstreckung freigelegt: 0,5 m mächtiger Blockhorizont aus Grobsand bis Kleinkies mit Muschel- und *Balanus*-Schill sowie zahlreichen Brandungsgeröllen bis 40 cm Durchmesser (vorwiegend Zementmergel, häufig auch Massenkalk des oberen Malms; ferner Malm-Hornsteine, paläozoischer Lydit bis 3 cm und Quarz bis 2 cm), überlagert von mittelkörnigen Meeressanden, die nach oben in sandigen Lößlehm übergingen. Brandungsgerölle und Zementmergel-Unterlage zeigten sich von dichtgedrängten, bis 6 cm tiefen, flaschenförmigen Bohrmuschellöchern übersät, seltener mit feinen Bohrschwammlöchern versehen. Die Bohrmuscheln bevorzugten deutlich die Zementmergel gegenüber den härteren Massenkalken.

[1]) Dr. H. Gall, Dr. D. Müller, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

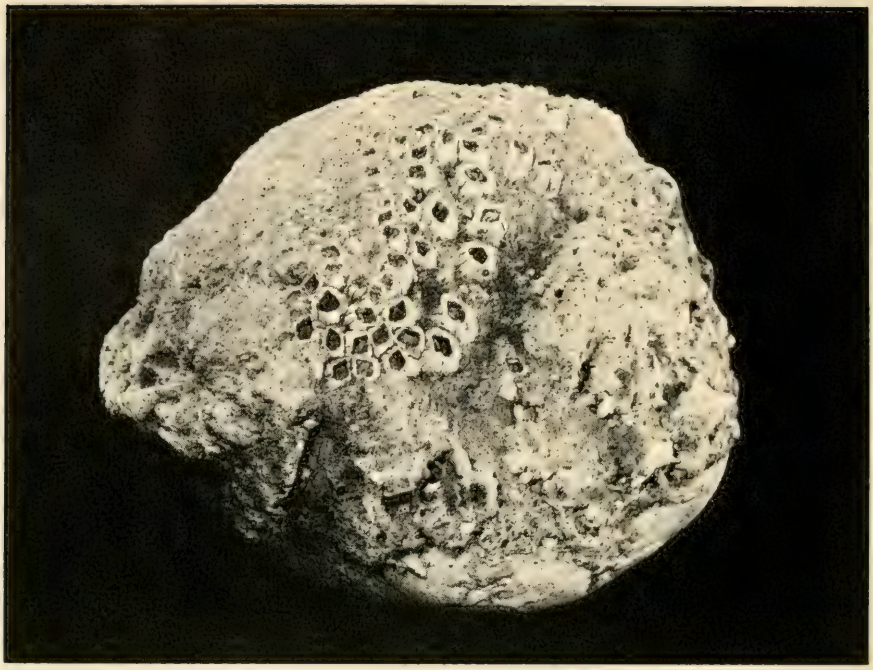


Abb. 1: Strandgeröll aus Weißjura-Massenkalk (⌀ 16 cm) mit Bewuchs von *Balanus pictus* MÜNSTER vom Dischinger Blockstrand der Oberen Meeresmolasse. Inventar-Nr. 1974 XXIV 1 (Foto: M. DRESSLER).

Durch eine Baugrube am Südhang des „Wasserberges" (R 3600110, H 5397050) war der Blockstrand im Sommer 1974 vorübergehend wieder vorzüglich erschlossen. Bei zwei Begehungen (28. 6. und 25. 7. 74) wurde reichliches Gesteins- und Fossilmaterial geborgen (Bayer. Staatssamml. f. Paläont. u. hist. Geol., München, Inventar-Nr. 1974 XXIV). Ganz besonders hervorzuheben sind regelrechte Kolonien der abgestumpft-kegelförmigen, prachtvoll erhaltenen Gehäuse von *Balanus pictus* MÜNSTER auf den oft nahezu kugeligen Massenkalk- sowie den meist nur kantengerundeten Zementmergel-Geröllen (vergl. Abb. 1). Zuweilen lassen die bis über 1,5 cm hohen *Balanus*-Rasen nur eine minimale Auflagefläche des Gerölls unbesiedelt. Bei diesem dichten Bewuchs waren die meisten Individuen dann gezwungen, hohe, zylindrische Gehäuse anstelle der sonst breit-kegelförmigen auszubilden. Die Platten der Mauer des Gehäuses zeigen in vielen Fällen noch die ursprünglichen, radialen, für *Balanus pictus* charakteristischen blaßvioletten Farbstreifen. Mehrfach sind sogar die Deckel mit Scuta und Terga noch erhalten, was bei fossilen *Balanus*-Arten nur selten der Fall ist. Einzig eine partielle kalkige Verfestigung der anhaftenden groben Meeressande an den Strandgeröllen mindert etwas den Wert dieser interessanten Neufunde von dem einzigartigen Naturdenkmal „Dischinger Blockstrand".

Bahmann, A.: Dischingen, eine Perle im geologischen Musterländle Württemberg. In: Dischingen 1366 bis 1966, 41—43, 3 Abb., Dischingen 1966.

Gall, H.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Diss. Univ. München, 156 S., 17 Abb., 1 geol. Karte, München 1969 — [Mskr.].

Hüttner, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. — Diss. Univ. Tübingen, 347 S., 74 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Tübingen 1958 — [Mskr.].

Zittel, K. A. v.: Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). I. Abteilung: Invertebrata. — 6. Auflage (neubearbeitet von F. Broili), 733 S., 1467 Abb., München-Berlin 1924.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 33—55 München, 15. 9. 1975

Macroplacus raeticus n. g., n. sp. — ein neuer Placodontier aus dem Rät der Bayerischen Alpen

Von Holm Schubert-Klempnauer[1])

Mit 8 Abbildungen und Tafel 4—5

Zusammenfassung

Der Schädel eines neuen Placodontiers aus dem Rät der Bayerischen Alpen wird beschrieben und mit Vertretern der Unterordnung Cyamodontoidea Peyer & Kuhn-Schnyder 1955 verglichen. Es wird festgestellt, daß eine neue Form vorliegt, der der Name *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp. gegeben wird. Charakteristisches Merkmal ist die in dieser Größe bei Pflasterzahnsauriern bisher nicht bekannte Gebißanlage.

Summary

From the Raetic of the Bavarian Alps the skull of a new placodont is described and compared with representatives of the suborder Cyamodontoidea Peyer & Kuhn-Schnyder 1955. It is stated that it is a new form named *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp.. The size of the dentition is most charakteristic and yet unknown within the order of placodonts.

Inhalt

1. Fundort und Erhaltung 34
2. Beschreibung 35
2.1 Schädelelemente 35
2.2 Gebiß 47
2.3 Dermale Verknöcherungen 48
3. Beziehungen und Vergleiche 48
3.1 Äußerer Aufbau 48
3.2 Knochenanlagen 50
4. Abschließende Bemerkungen 52
Literatur 54

[1]) Dipl.-Geol. H. Schubert-Klempnauer, Messerschmitt-Bölkow-Blohm GmbH, 8012 Ottobrunn, Robert-Koch-Straße.

1. Fundort und Erhaltung

Der Schädel stammt aus dem Blockschutt des Bergsturzes von Hinterstein, Sonthofen (Allgäuer Alpen). Nach mündlicher Auskunft von Einheimischen zeigten sich bereits vor dem Bergsturzereignis am oberen Rand des späteren Anbruchs ausgedehnte und sich ständig verbreiternde Risse in den dort anstehenden Liasmergeln. Ein Riegel aus Kössener Kalken hat diese offensichtlich schon stark entfestigten Gesteinspartien zurückgehalten.

Nach länger andauernden Regenfällen fand im Oktober 1964 der Bergsturz statt, der aber erst im Herbst 1965, nach der zweiten und stärkeren Massenbewegung seinen heutigen Umfang erreichte. Das Blockmaterial besteht im wesentlichen aus dichtem, graubraunem Kalkstein der Kössener Schichten (Rätische Stufe), die der Erosion und Denudation größere Widerstände entgegensetzten als die Liasmergel. Die charakteristischen Fossilien in den Lockermassen sind Brachiopoden und Lamellibranchiaten, die in großer Arten- und Individuenzahl vorkommen. Sie weisen auf sehr gute Nahrungsverhältnisse für Placodontier hin. Zähnchen derselben sind zahlreich auf den Bankungsflächen zu finden.

Der im folgenden beschriebene Schädel wurde im nordnordwestlichen Teil der Schuttmassen, etwa 30 Meter oberhalb der Bachsohle der Ostrach gefunden. Das umhüllende Sediment bestand aus bräunlichgrauem Kalkstein. Durch die Trennung vom Anstehenden lassen sich keine Angaben über die genaue stratigraphische Stellung im Sedimentverband machen. Aufgrund älterer geologischer und photogrammetrischer Aufnahmen des Gebiets entstammt es den Basisschichten des Rät.

Da beim Fund nur ein Teil der Zahnanlage zu erkennen war, wurde in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München eine umfangreiche Präparation durch Herrn Techn. Hauptsekretär Ernst Schmieja vorgenommen. Durch seine Kunstfertigkeit konnte der nahezu vollständig erhaltene Schädel freigelegt werden.

Anhand der Tafeln erkennt man, daß die vordersten Teile der Praemaxillaria abgebrochen sind, ebenso wie die Knochenelemente des Hinterhaupts mit dem Condylus und der Gelenkfläche des linken Quadratums. Eine Kluft verläuft vom Hinterrand des Schädeldaches in spitzem Winkel bis zur linken Augenöffnung und durchtrennt die Knochenbrücke zwischen linker Nasen- und Augenöffnung in Längsrichtung. In Richtung des Bruches wurden die Schädelhälften gegeneinander versetzt. Der rechte Jochbogen wird von zahlreichen Sprüngen durchzogen. Die Knochensubstanz hat tombakbraune Farbe und ändert ihre Schattierung bei unterschiedlichen Knochenelementen nur geringfügig.

Auch die Unterseite des Schädels wird durch die Längskluft getrennt. Sie spaltet den linken hinteren Palatinalzahn und verläuft zwischen dem hinteren Maxillarzahn und dem vorderen Palatinalzahn hindurch. Beide Zähne des linken Maxillares wurden stark beschädigt, der rechte hintere Palatinalzahn fehlt.

In der Aufsicht ist der Schädel breit herzförmig. Das rostrale Ende ist abgebrochen, deutet sich aber als schmal verlängerter Schnauzenteil an.

Die Augenöffnungen sind schräg nach vorne oben gerichtet, während die Öffnungsebenen der Schläfenöffnungen nur ganz gering lateralwärts geneigt sind. Ihre Längsachse verläuft in einem Winkel von 25° zur Medianebene.

2. Beschreibung

Ordnung Placodontia Owen 1895
Unterordnung Cyamodontoidea Peyer & Kuhn-Schnyder 1955
Familie Placochelyidae Jaekel 1907
Gattung *Macroplacus* n. g.

Diagnose: Flach herzförmiger Schädel mit mächtiger Kauplatte. Je zwei Zähne auf Maxillare und Palatinum. Hinterer Palatinalzahn stark vergrößert, übrige Zähne untereinander etwa gleichgroß. Praemaxillare unbezahnt. Schlitzförmiges Scheitelloch und nahezu kreisrundes Foramen quadratum. Caudal weit ausgedehntes Praemaxillare. Postfrontalia in der Medianebene zusammengewachsen und Parietale und Frontale trennend. Quadratojugale am unteren Rand des Jochbogens weit nach vorne greifend. Postorbitale ohne Anteil am Medianrand des subtemporalen Fensters.

Typusart: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp. Zugleich bisher einzige Art der Gattung.

Derivatio nominis: *Macroplacus* als Gattungsname wurde gewählt, da es sich bei dem Schädel, wie auch bei der Pflasterbezahnung desselben um die größten bisher bekannten in der Ordnung Placodontia handelt.

Macroplacus raeticus n. g., n. sp.
(Abb. 1—6, Taf. 4—5)

Diagnose: Übereinstimmend mit der Gattungsdiagnose

Holotypus: Inv. Nr. 1967 I 324, Bayerische Staatsammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Derivatio nominis: Der Artname *raeticus* wurde dem Stück gegeben, da es den ersten gut erhaltenen Schädel eines Placodontiers aus dem Rät darstellt.

Stratum typicum: Rät, Kössener Schichten.

Locus typicus: Hinterstein (Sonthofen), Allgäu (Top. Karte 1:25 000 Blatt Nr. 8528 Hinterstein, R 06250, H 60375) Bergsturz von 1965, NNW-Teil, 30 Meter über Bachsohle.

2.1 Schädelelemente

Praemaxillare (pm)

Die Dorsalansicht der Praemaxillaria zeigt länglich-schlanke Knochenelemente, deren laterale Grenzen mit den Praefrontalia nahezu parallel zur Medianebene verlaufen. Auf Höhe des Vorderrandes der Augenöffnungen lehnen sich die beiden Präemaxillaria mit flachkonischer Spitze gegen die sie caudal begrenzenden Nasalia. Bis auf den Hinterrand werden die Nasenlöcher von den Maxillaria umgrenzt.

Lateral wird das Praemaxillare durch das Maxillare mützenförmig umfaßt. Die laterale (fast horizontale) Grenznaht verläuft in leichtem, nach außen gekrümmtem Bogen bis auf die Höhe des spitz zulaufenden Endes der Nasenöffnung und biegt zurückspringend, in rechtem Winkel zur Medianebene in die Nasenhöhle ein. Mit stark ausgeprägter Sutur werden hier die oberflächlich porösen, säulenför-

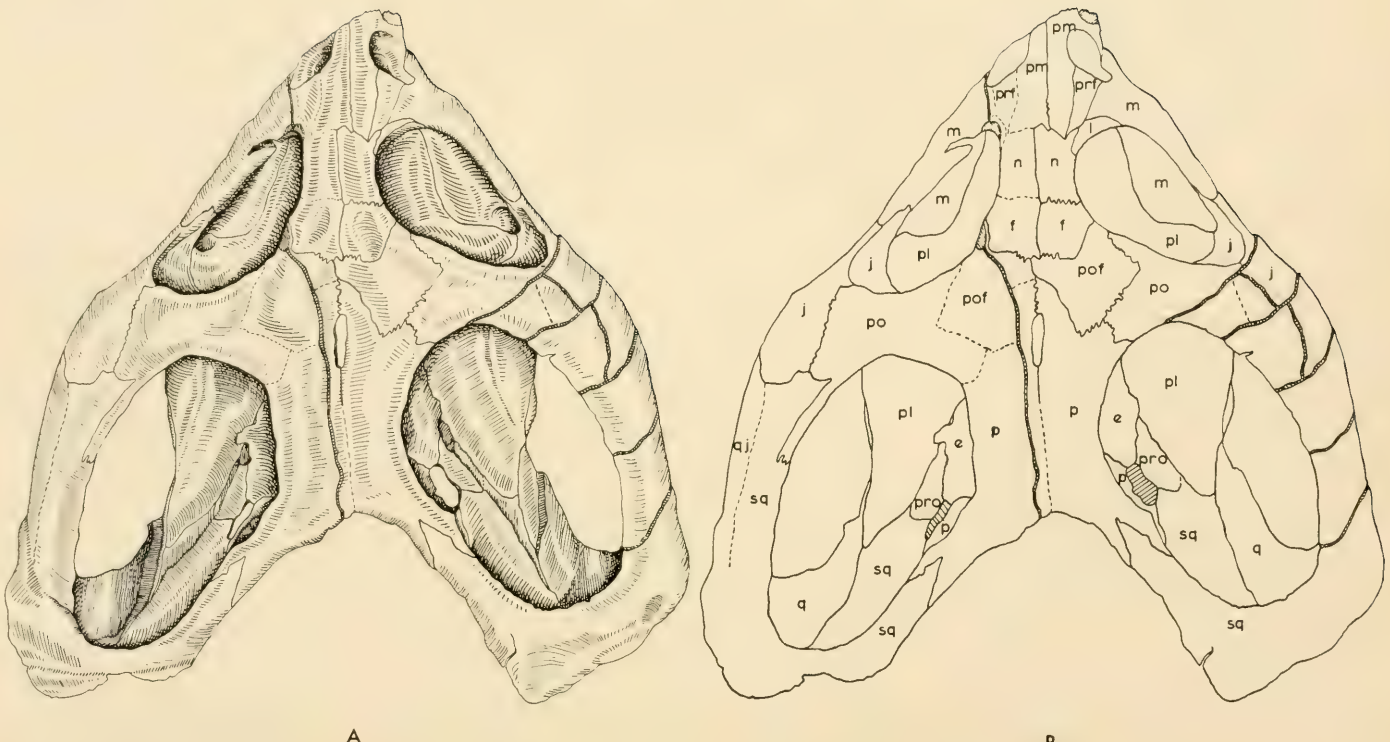


Abb. 1: *Marcoplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu); ×1/2. A. Schädel von oben; B. Erläuterungen: pm Praemaxillare, m Maxillare, prf Praefrontale, l Lacrymale, n Nasale, f Frontale, pof Postfrontale, po Postorbitale, p Parietale, j Jugale, qj Quadratojugale, q Quadratum, sq Squamosum, e Epipterygoid, pro Prooticum.

mig aufstrebenden Maxillaria von den glatten Praemaxillaria zur Hälfte umfaßt und vom Vorderrand der Choanen abgedrängt. Die Grenze zwischen Vomeres und Praemaxillaria verläuft auf Höhe des Vorderrandes der Choanen.

Maxillare (m)

Das Maxillare hat den größten Anteil am Aufbau der Knochenbrücke zwischen Nasen- und Augenöffnung und wird hier durch das Lacrimale und Praefrontale begrenzt. Es umschließt einen kleinen Teil des Hinterrandes der Nasenöffnung und umfaßt das vordere, untere Drittel der Augenöffnung. Der vordere, seitliche Teil der Choanen wird ebenfalls durch das Maxillare gebildet, dessen unverzahnte Sutur mit dem Palatinum in caudaler Richtung eine langgestreckte S-förmige Schleife bildet. Sie biegt an der Basis des zum Schädeldach aufstrebenden Teils des Palatinums nach vorne um. Das fast bis zur Hälfte des Unterrandes der Augenhöhle vorspringende Jugale wird hier durch das Maxillare schwalbenschwanzartig umfaßt. Auf der Ventralseite erkennt man, daß die engverzahnten Suturen die Zahnanlagen der Maxillaria lückenlos umschließen.

Nasale (n)

Hinter den Praemaxillaria folgen mediad die Nasalia. Sie beteiligen sich an der Umrandung der Orbitae und bilden die vordere Hälfte der Knochenspange zwischen denselben. Die Sutur zwischen den beiden Nasalia läuft in der Dorsalansicht nicht in der Medianebene, sondern um 8° abgelenkt von links vorne nach rechts hinten. Rostralwärts umfassen die Nasalia die Lacrimalia und verkeilen sich zwischen die caudalen Endigungen der Praefrontalia und der Maxillaria. An der engsten Stelle der interorbitalen Knochenbrücke verläuft die Grenze zu den Frontalia. Die Ventralseite dieser Knochenelemente zeigt eine etwa senkrecht zur Medianebene verlaufende Sutur, die auf der Dorsalseite nur schwach ausgebildet ist.

Praefrontale (prf)

Die Dorsalansicht zeigt, daß sich das Praefrontale vom Hinterrand der Nasenöffnung keilförmig zwischen das Maxillare und Praemaxillare schiebt. Sein Hinterrand berührt auf Höhe des Hinterrandes der Praemaxillaria lateral das Lacrimale und medial das Nasale. Am Aufbau der Knochenspange zwischen Orbita und Nasenöffnung hat das Praefrontale neben dem Maxillare wesentlichen Anteil.

Lacrimale (l)

Am vorderen Innenrand der Augenöffnung läßt sich ein halbmondförmiges Knochenelement abgrenzen. Es wird als Lacrimale gedeutet. Eine Vertiefung, die auf den Tränenkanal zurückzuführen wäre, konnte nicht nachgewiesen werden.

Frontale (f)

Rostral grenzt das Frontale an das Nasale und bildet den hinteren Teil des Interorbitaldachs. Auf dem caudal davon wieder geschlossenen Schädeldach begrenzen die Postfrontalia die Frontalia. Letztere tragen hier grubenartige Vertiefungen, während die caudal, rechtwinklig geknickte, von Orbita zu Orbita verlaufende und eng verzahnte Sutur auf einer wulstartigen Erhöhung liegt. Die Parietalia haben mit den Frontalia keine gemeinsame Grenze.

Postfrontale (pof)

Stark verzahnte Suturen umgrenzen das Postfrontale allseits. Am Hinterrand der Orbita beteiligt es sich mit etwa einem Zentimeter. Ebenso groß ist sein Anteil an der Mediannaht, wodurch Parietale und Frontale auseinandergedrückt werden. Bis auf diesen medialen Bereich nähert sich die Form des Postfrontale einem Quadrat an, dessen Diagonalen parallel und senkrecht zur Medianebene verlaufen. Die caudale Ecke wird durch das Parietale umfaßt, während der laterale Teil durch das Postorbitale umschlossen wird. Von vorne schiebt sich das Frontale dagegen. Parallel zum Rand der Orbita ziehen sich mehrere flache Gruben, die ihre Fortsetzung in den erwähnten Vertiefungen des Frontales finden.

Parietale (p)

Die Intertemporalspange wird durch die Parietalia gebildet. Durch dermale Verknöcherungen hervorgerufene stark ausgeprägte Skulpturen fehlen den Parietalia. Vom vorderen Innenrand der Schläfenöffnung verläuft die Sutur mit dem Postorbitale rostralwärts und trifft auf Höhe des Vorderrandes der Parietalöffnung in spitzem Winkel auf die nach vorn lateralwärts laufende Umgrenzung des Postfrontale. Dessen caudale Spitze wird durch das Parietale umschlossen. Der mediale Schenkel dieser Spitze neigt sich 40° zur Mediansutur und schwenkt kurz davor parallel dazu ein. Nach einem halben Zentimeter biegt diese Sutur rechtwinklig gegen die Mediannaht um.

Das Foramen parietale hat schlitzförmigen Umriß. Sein Vorderrand liegt etwa auf gleicher Höhe wie der Vorderrand der Schläfenöffnungen.

Der mediale, scharfkantige hintere Schädelrand wird durch die Parietalia gebildet, die sich seitlich bis zur Hälfte der Schläfenbögen ausdehnen, wo sie das Squamosum schwalbenschwanzartig umfassen. Von hier läuft die Sutur mit dem Squamosum nach vorne unten zum Caudalrand des posttemporalen Fensters, dessen Dorsalrand das Parietale bildet. Vom Oberrand dieser Öffnung biegt das Parietale concav unter das Intertemporaldach und baut mit dem Epipterygoid die vordere Wand des Hirnschädels auf. Die stark verzahnte Sutur mit dem Epipterygoid verläuft horizontal bis zum spornartig ausgezogenen Vorderrand dieser Wand. Hier schiebt sich das Postorbitale über das Parietale.

Postorbitale (po)

Dieses Schädelelement baut die Orbitotemporalspange auf. Eine guterkennbare, engverzahnte Sutur schließt mit dem Caudalrand der Orbita einen keilförmigen Teil des Postorbitale ein, während der Vorderrand der Schläfenöffnung breitrechteckig eingefaßt wird. Das Postorbitale steigt lateralwärts bis zur Hälfte des Jochbogens ab und lagert dachziegelartig auf dem bogenförmig nach innen aufstrebenden Pfeiler der durch das Palatinum und das Jugale gebildet wird. Vom Hinterrand der Augenöffnung zieht die engverzahnte Grenze mit dem Jugale in caudaler Richtung schräg aufwärts. Auf Höhe des vorderen Drittels der Schläfenöffnung biegt die Sutur scharf nach oben gegen deren Rand ab, um 5 mm vor Erreichen des Fensters randparallel einzuschwenken. Der dadurch entstehende schmale Streifen lagert sich dorsal dem Squamosum auf und drängt es bis zur vorderen Hälfte des Jochbogens vom Rand ab.

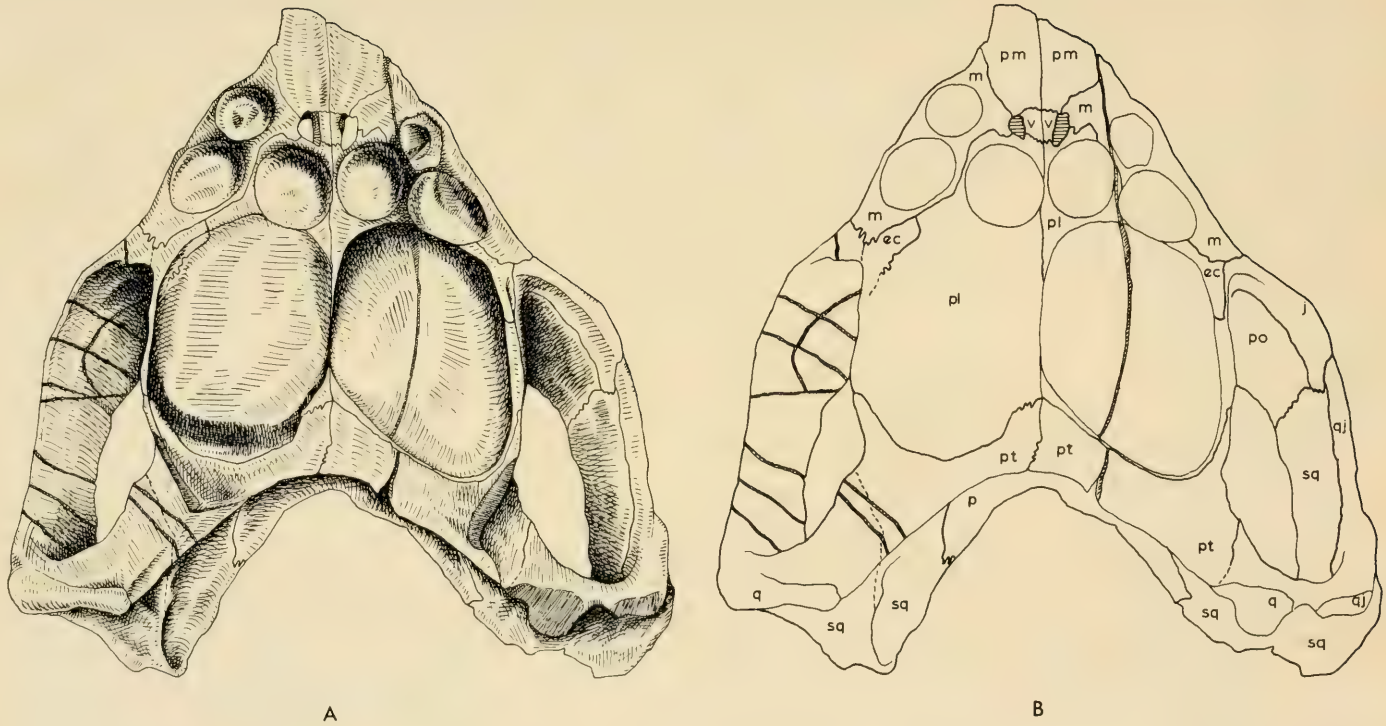


Abb. 2: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu); $\times 1/2$. A. Schädel von unten; B. Erläuterungen: v Vomer, ec Ectopterygoid, pl Palatinum, pt Pterygoid, p Parietale, übrige siehe Abb. 1.

Jugale (j)

Das Jugale bildet die hintere Einfassung der Augenöffnung. Spitz auslaufend schiebt es sich in diesem Bereich dorsalwärts zwischen den aufstrebenden Teil des Palatinum und des Postorbitale. Rechteckig verbreitert läuft das Jugale gegen das Squamosum, mit dem es eine gut erkennbare dorsoventral verlaufende Grenze findet. Nahe des rostralen unteren Drittels des Jochbogens stößt es gegen das Quadratojugale. Die Sutur verläuft geradlinig und leicht fallend nach vorne.

Auf der Innenseite des linken Jochbogens läßt sich die Umgrenzung des Jugale ebenfalls nachweisen. Hier schiebt es sich fast bis zur vorderen Hälfte des Jochbogens auf das Jugale, während es seinerseits dorsal vom Postorbitale überlagert wird. Die Sutur zwischen dem Squamosum und dem Jugale läuft auf der Innenseite des Jochbogens ebenfalls in dorsoventraler Richtung, ist jedoch weiter zum caudalen Ende verlagert als auf der Außenseite.

Squamosum (sq)

Das Squamosum umschließt den hinteren Rand der Schläfenöffnung und hat wesentlichen Anteil am Aufbau des Jochbogens. Deutlich abgesetzt stößt es hier gegen das Jugale vor und drängt das Postorbitale bis auf einen schmalen Saum nach vorne. Die Grenze zum Quadratojugale deutet sich parallel zum Unterrand des Jochbogens auf einer schwach ausgeprägten, randparallelen Knochenerhebung verlaufend, an. Caudal wird sie von den wenig ausgeprägten dermalen Verknöcherungen verdeckt.

Auf der Schädelrückseite erkennt man, daß die Grenze des hier dachartig vorspringenden Squamosum mit dem Quadratum-Quadratojugale-Komplex durch eine etwa 4 mm breite und 24 mm lange, leicht gebogene Öffnung gebildet wird. Vom Innenrand dieser Öffnung zieht die Sutur, gut erkennbar auf der linken Schädelseite 4 mm in ventraler Richtung. Das Squamosum schiebt sich ab hier von oben über das Quadratum, wodurch eine gut sichtbare 9 mm lange Sutur entsteht. In dorsaler Richtung aufstrebend, umschließt sie das Opisthoticum an seinem caudalen Ende, um darauf das posttemporale Fenster zu erreichen.

Keilförmig schiebt sich das Squamosum gegen das posttemporale Fenster, das es nur mit geringem Anteil an seinem caudalen Rande begrenzt. Auf der Ventralseite der gut abgesetzten, lateralwärts hochziehenden Knochenleiste erreicht die Sutur die Schädeloberseite.

Schwalbenschwanzartig umfaßt hier das Tabulare und das Parietale das Squamosum. Von oben durch Schläfenfenster hindurch erkennt man, daß das Squamosum vom Prooticum vom ventralen auf den caudalen Rand des posttemporalen Fensters abgedrängt wurde. Die Sutur zwischen diesen beiden Knochenelementen stößt etwa in dorso-ventraler Richtung über die simsartig vorspringende Knochenerhebung hinweglaufend auf das Palatinum.

In der durch das Palatinum und das Squamosum gebildeten Rinne läuft die Sutur horizontal in caudaler Richtung gegen das Quadratum. Die Grenze zwischen diesem und dem Squamosum läuft caudalwärts aufsteigend zum medialen Rand der Öffnung zwischen Quadratum und Squamosum.

Tabulare (tb)

Die Begrenzung der Tabularia ist nur auf der linken Schädelseite angedeutet. Sie ziehen vom rückwärtigen Schädeldach halbmondförmig in ventraler Richtung gegen das posttemporale Fenster und bilden einen Teil seiner dorsalen Umrandung.

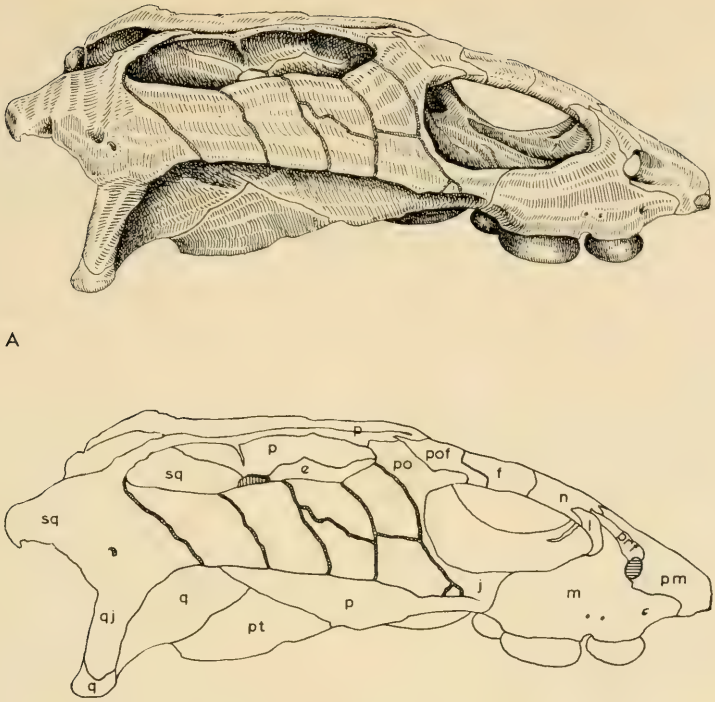


Abb. 3: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu); ×1/2. A. Schädel von der rechten Seite; B. Erläuterungen: siehe Abb. 1 und 2.

Postparietale (pp)

Das rostral oberhalb des posttemporalen Fensters gelegene Knochenelement muß aufgrund seiner Lagebeziehung zum Parietale und Tabulare als Postparietale bezeichnet werden. Wegen der starken Beschädigungen im Bereich des Neurocraniums kann die ventrale Begrenzung nicht festgestellt werden. Dorsal läßt sich auf der linken Schädelseite eine Sutur erkennen, die etwa horizontal unter dem nach hinten vorspringenden Parietale verläuft. Sie endet abrupt an der medialen Kluft.

Auf der rechten hinteren Schädelseite, parallel der Kluft nach unten versetzt, läßt sich die Sutur nicht weiter verfolgen. Der Nachweis für ein paariges Knochenelement kann deshalb nicht sicher geführt werden.

Occipitalia

Bei den starken Beschädigungen im Bereich des Hinterhauptes wurden besonders die Occipitalia betroffen. Unterhalb der posttemporalen Fenster erkennt man dreieckige, von Bruchkanten begrenzte Knochenvorsprünge. Auf der linken Schädelseite ist die Verbindung mit dem Opisthoticum erhalten, während auf der rechten Seite die spangenförmige Verbindung verlorenging. Am Aufbau der dreieckigen,

stark hervortretenden Knochenelemente scheinen die Exoccipitalia, das Supraoccipitale und das Opisthoticum beteiligt zu sein. Der Bereich des Basioccipitale fehlt.

Opisthoticum (op)

Auf der linken Hinterhauptshälfte, unterhalb des posttemporalen Fensters erkennt man das in horizontaler Richtung verlaufende Opisthoticum. Es ist stark beschädigt und bis auf einen spangenförmigen Rest nicht mehr erhalten. An seinem Vorderende nimmt es Anteil am Aufbau der dreieckigen Knochenerhebung. Caudalwärts wird das Opisthoticum durch das Squamosum begrenzt. Caudal unterhalb des posttemporalen Fensters bildet es die mediane Umgrenzung eines dorsoventral verlaufenden, schlitzförmigen Fensters. (Trigeminus —, Facialis — Durchtritt?)

Quadratum (q)

Ebenfalls in der Hinteransicht erkennt man das kräftige Quadratum, das durch das Squamosum, das Quadratojugale und das Pterygoid begrenzt wird. Besonders gut erhalten ist das rechte, während auf der linken Seite ein horizontaler Bruch, der durch das Quadratum-Foramen verläuft, die Gelenkfläche abgesprengt hat.

Die laterale Begrenzung erfolgt durch das Quadratojugale, das an der Gelenkfläche nicht teilhat. Die Länge der Gelenkfläche beträgt 35 mm; in der Mitte, ventral des Quadratum-Foramen, zeigt sie eine Einbuchtung von 3 mm. Dadurch entstehen zwei flache Gelenkköpfe. Die horizontale Gelenkfläche verläuft senkrecht zur Medianebene des Schädels.

Der Abstand des schwach ovalen, lateral aufwärts gerichteten Quadratum-Foramen von der lateralen Begrenzung des Gelenks beträgt 13,5 mm, der zur Basis der Gelenkfläche 11 mm.

Das Quadratum wird dorsal durch einen breit klaffenden Spalt vom Squamosum getrennt. Direkten Kontakt nehmen diese beiden Knochenelemente an der medialen Begrenzung dieses Spalts. Das Squamosum schiebt sich hier auf das Quadratum, das an seiner inneren Begrenzung fast rechtwinklig in rostraler Richtung umbiegt. In der Ansicht von hinten erkennt man weiterhin, daß das halbkreisförmig nach vorne laufende Quadratum durch eine stark strukturierte, poröse Zone des Pterygoids begrenzt wird. Auf der Ventralseite läuft die engverzahnte Sutur zwischen Quadratum und Pterygoid auf der Knochenfläche zwischen dem inneren Gelenkkopf und dem vertikalen Pterygoidflügel.

Quadratojugale (qj)

Das Quadratojugale baut zwei Drittel des ventralen Teils des Jochbogens auf. Besonders auf der kaum beschädigten linken Schädelseite lassen sich die engverzahnten Suturen — zum Jugale auf der Außenseite und zum Squamosum auf der Innenseite des Jochbogens — gut verfolgen. Der hintere Teil der Naht zwischen Squamosum und Quadratojugale wird von dermalen Verknöcherungen verdeckt.

An der Gelenkfläche des Oberkiefers ist es nicht beteiligt, sondern setzt lateral unmittelbar darüber an und stößt, sich dorsal verbreiternd, gegen das nach hinten dachartig vorspringende Squamosum vor. Es beteiligt sich praktisch nicht an der randlichen Begrenzung des zwischen Squamosum und Quadratum gelegenen Fensters. Nur die Sutur zwischen Quadratum und Quadratojugale berührt den latera-

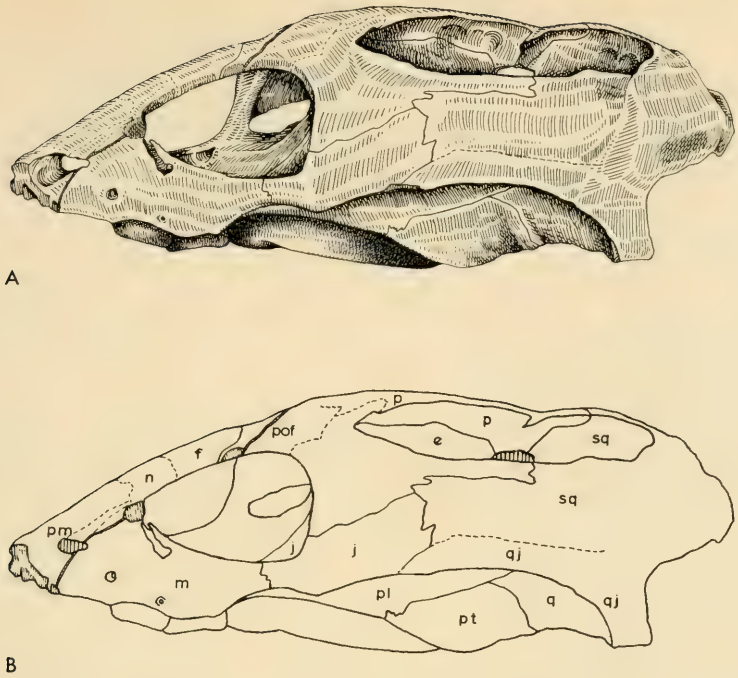


Abb. 4: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu); ×1/2. A. Schädel von der linken Seite; B. Erläuterungen: siehe Abb. 1 und 2.

len Rand dieser Öffnung. Von diesem Punkt, wo sich Quadratum, Quadratojugale und Squamosum berühren, verläuft die Sutur zwischen Squamosum und Quadratojugale horizontal nach außen unter die lateralen dermalen Verknöcherungen.

Auf der Vorderseite erkennt man eine grobgezackte Naht, die ebenfalls oberhalb des lateralen Condylus ansetzend, leicht nach innen gebogen zur lateralen Begrenzung des Foramens zwischen Squamosum und Quadratum ansteigt.

Von hier verläuft die Grenze zum Squamosum horizontal nach außen, um schließlich auf dem Innenrand des Jochbogens und nahezu parallel zu seinem unteren Rand den Berührpunkt zwischen Jugale, Quadratojugale und Squamosum zu erreichen. Die Sutur zwischen dem Quadratojugale und dem Jugale läuft von hier rostral abfallend gegen den unteren Rand des Jochbogens.

Vomer (v)

Hinter den Praemaxillaria schließen sich die paarigen Vomeres an. Die Grenznaht verläuft in Höhe des Vorderrandes der Choanen. Sie bilden lediglich den acht Millimeter langen vorderen Teil der die Choanen trennenden Knochenspange. Der caudale Teil dieser Knochenspange wird bereits durch das Palatinum gebildet.

Palatinum (pl)

Das Palatinum umschließt die hintere Hälfte der Choanen. Die Grenze des Palatinum zum Maxillare verläuft deutlich sichtbar zwischen dem vorderen Palatinal- und Maxillarzahn und legt sich eng an den hinteren Maxillarzahn an. Auf der Höhe seines Hinterrandes stößt das Palatinum gegen das Ectopterygoid und wird dorsal abgedrängt. Besonders gut läßt sich das im Bereich des Vorderrandes der Alveole des fehlenden Palatinalzahns feststellen. Auf der lateralen Seitenwand der Höhlung kann die Grenze nur etwa zwei Zentimeter horizontal in caudaler Richtung verfolgt werden. In der gleichen Schädelansicht wird deutlich, daß die Grenze zwischen Pterygoid und Palatinum lateral am Innenrand der Alveole aufsteigt und sie auf ihrer Hinterkante umschließt.

Die Sutur überquert die Medianlinie und trennt den erhaltenen großen Palatinalzahn durch eine deutliche Furche vom Pterygoid. Ein postpalatinaler Gaumendurchbruch ist nicht vorhanden.

Die Sutur verläuft weiter zwischen dem lateralen hinteren Ende des Zahnes und dem nach unten vorspringenden Pterygoidflügel, dessen nach vorne verlängerte Kante sie in deutlich gezackter Naht überschreitet. Von oben durch das temporale Fenster hindurch läßt sich die caudal aufsteigende, hintere Begrenzung des Palatinum, vor der abrupt abbrechenden Kante des Quadratum verlaufend, weiterverfolgen. Weiter läuft die Sutur deutlich abgesetzt an der Basis der Neurocranialwand horizontal nach vorne, wo sie das rostral spornartig verlängerte Epipterygoid vom Palatinum trennt.

Die Begrenzung gegen das Maxillare verläuft in S-förmiger Kurve von den Choanen nach hinten. Am caudalen Unterrand der Augenöffnung erhält das Palatinum Anschluß an das Jugale. Dadurch bildet es dorsal aufstrebend die Innenkante des orbitotemporalen Pfeilers.

Ectopterygoid (ec)

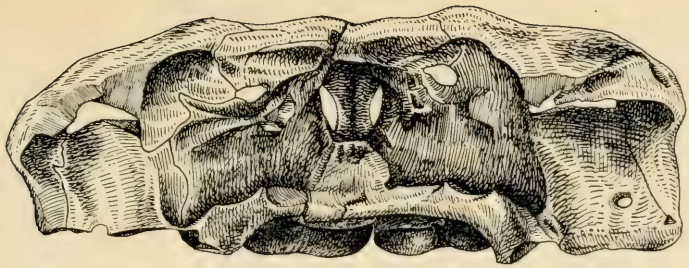
Dem lateralen Vorderrand des großen Palatinalzahnes legt sich das Ectopterygoid leistenförmig randparallel an. Die Begrenzung zum Maxillare und Jugale ist gut nachweisbar, während die Abgrenzung gegen das Palatinum nur im vorderen Bereich möglich ist. Die Längenerstreckung scheint in bezug zur Größe des Palatinums von Placochelys jedoch nicht so groß.

Pterygoid (pt)

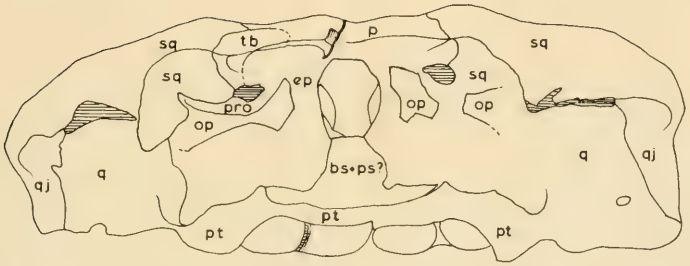
Durch das große Palatinum wird das Pterygoid bis auf ein durchschnittlich 13 mm breites Knochenelement auf das caudale Ende des Gaumens abgedrängt. Beide ventral vorspringenden Pterygoidflügel sind abgebrochen. Auf der Knochenbrücke zwischen ihnen und dem Quadratumgelenk verläuft die Grenze zum Quadratum. Obwohl der nach hinten-innen umgebogene Rand des Pterygoids stark beschädigt ist, scheint mir eine Verbindung mit dem Squamosum in diesem Bereich nicht sehr wahrscheinlich. Medial gewinnt das Pterygoid Anschluß an das Basisphenoid.

Epipterygoid (e)

Das Epipterygoid liegt vor dem posttemporalen Fenster und bildet dessen rostrale Umrandung. Mit etwa 45 Grad fällt es hier rostral ab und springt simsartig über eine in den Neuralraum weisende Öffnung vor. Möglicherweise hat sich die



A



B

Abb. 5: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu); ×1/2. A. Schädel von hinten; B. Erläuterungen; tb Tabulare, op Opisthoticum, bs +ps Basiphenoid-Parasphenoidkomplex, pro Prooticum, übrige siehe Abb. 1 und 2.

bei v. Huene (1931) erwähnte Doppelöffnung für den Trigeminus-Austritt und die Facialis-Öffnung hier zu einem einzigen Foramen erweitert.

Genau unter dem Innenrand der Temporalöffnung stellt sich das Epipterygoid senkrecht auf und läuft parallel zur Medianebene nach vorne. Ventral geht es spornartig in die parallel zur Medianlinie verlaufende, kammartige Kante des Palatinum über. Wahrscheinlich bildete die auf beiden Seiten kammartig begrenzte Furche die Basis für das Interorbitalseptum.

Dorsal grenzt das Epipterygoid an das Parietale und einen vom Rostralrand der Schläfenöffnung absteigenden Ast des Postorbitale.

Prooticum (pro)

Ventral des posttemporalen Fensters liegt das trapezartig nach unten verbreiterte Prooticum. Seine Basis liegt dem Palatinum auf, während es die caudale Grenze mit dem Squamosum gemeinsam hat. Mit dem Epipterygoid verbindet es sich nur durch die Knochenspange zwischen dem posttemporalen Fenster und dem ventral davor liegenden Foramen.

Para- und Basisphenoid (ps+ bs)

Von hinten schiebt sich zwischen die beiden Epipterygoidea ein deutlich keilförmig ausgebildetes Knochenelement. Ventral gegen das Pterygoid hin verbreitert

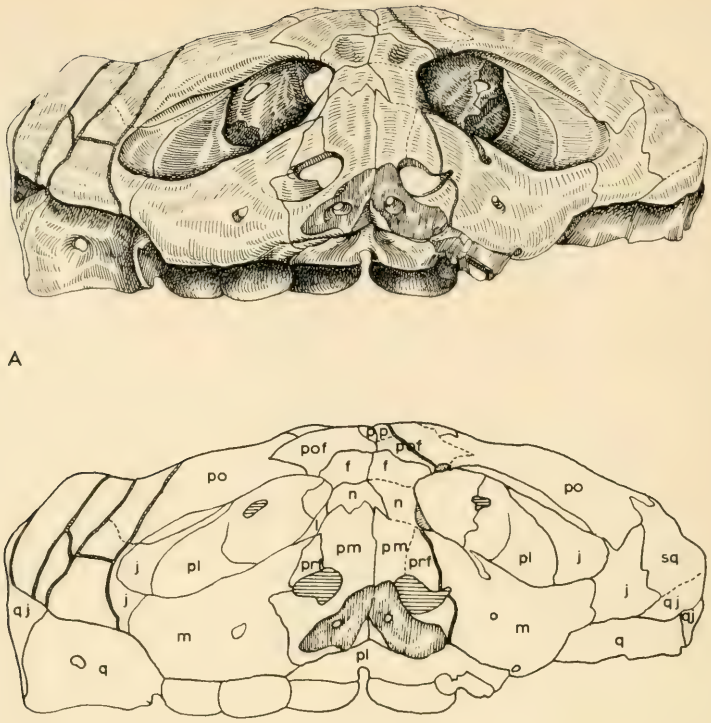


Abb. 6: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu); +1/2. A. Schädel von vorn; B. Erläuterungen: siehe Abb. 1 und 2.

es sich trapezförmig. Sein caudaler Rand ist stark beschädigt. Wegen seiner Lage in bezug zu den umgebenden Knochenelementen wird es wie bei *Cyamodus rostratus* (KUHN-SCHNYDER 1965) als Parasphenoid-Basisphenoidkomplex gedeutet.

Palatoquadratknorpel

Bei der Ansicht von oben durch die Schläfenöffnung ist eine nach vorne abwärts fallende, scharf begrenzte Furche erkennbar. Sie liegt in genauer medianer Verlängerung der über dem Quadratum befindlichen Öffnung. Mit dieser Furche, von der Seite her gesehen, ein Dreieck bildend, steigt in Verlängerung des Pterygoidflügels nach vorne oben ein scharf begrenzter Grat bis fast zur Basis der Orbitotemporalspange. Ventral, parallel zum Oberrand der Schläfenöffnung zieht sich unterhalb des posttemporalen Fensters und des davor unterhalb liegenden Durchtritts (Trigeminus?, Facialis?) ein genau begrenztes simsartiges Band. Wie bei *Placochelys placodonta* und *Cyamodus rostratus* geben diese Begrenzungen auch hier die Ausdehnung des Palatoquadratknorpels wieder.

Schädelmaße (in mm):

	Länge	Breite	Höhe
Maximalmaße	186	181	67
Medianebene	137		
Nasenöffnung	13.2	9.0	
Brücke zwischen Nasenöffnungen		10.6	
Brücke zwischen Nasen- und Augenöffnungen		12.4	
Augenöffnungen	51.0	41.2	
Interorbitaldach		17.0	
Orbitotemporalspange		17.5	
Temporalöffnungen	78.0	46.1	
Intertemporaldach		30.4	
Foramen parietale	12.4	3.2	
Jugale		30.4	

2.2 Gebiß

Auf der Unterseite des Schädels erkennt man das kräftige Gebiß. Die Zahnanlagen beschränken sich auf das Maxillare und das Palatinum. Die Maxillaria tragen je zwei Zähne. Die beiden linken Exemplare sind beschädigt. Dadurch erkennt man bei dem hinteren Zahn die Trennung von Schmelz- und Dentinschicht. Die Schmelzschicht zeigt schwarzbraune Farbe und hat eine Stärke von etwa 1,5 Millimeter. Zum Rand hin wird die Stärke reduziert. Das Dentin hat etwas hellere Farbe und besitzt eine oberflächenparallelschichtige Struktur.

Auf dem rechten Maxillare sind die beiden pilzartig aufragenden Pflasterzähne voll erhalten. Das vordere Exemplar zeigt von unten gesehen kreisförmigen Umriß mit einem Durchmesser von 15 mm und ragt 7 mm über das Maxillare. Die Kaufläche zeigt auf der medialen Seite eine halbmondförmige, randparallele Vertiefung, auf der lateralen Seite eine runde Einsenkung.

Der hintere Maxillarzahn ist oval und liegt mit der 23 mm langen Längsachse parallel zum Kieferrand. Die Breite der Krone beträgt 17 mm, die Höhe ebenfalls 7 mm. Zwei längliche Furchen betonen die Längsachse des Zahnes.

Jede der palatinalen Hälften trug ursprünglich zwei Zähne. Der rechte große Pflasterzahn ist möglicherweise noch zu Lebzeiten des Tieres im Laufe des normalen Entwicklungsprozesses ausgefallen, da der linke hintere Zahn trotz starker diagenetischer Beanspruchung, belegt durch eine calzitisch geschlossene Kluft, mit dem Palatinum voll verhaftet blieb.

Der grobe Umriß des großen Palatinalzahnes ist dem eines Parallelogramms angenähert. Die lange Diagonale, von rostral-innen nach caudal-außen verlaufend, beträgt 70 mm. Die fast senkrecht auf ihr stehende kurze Achse hat eine Länge von 49 mm. Die convexen Randpartien zeigen glatte Oberfläche, während die concav leicht eingesenkte Kaufläche des Zahns einer Hammerschlaglackierung ähnliche Oberflächenrauhigkeit aufweist.

Der rechte große Palatinalzahn war etwas kleiner als der linke, da er von dem davor liegenden Pflasterzahn rostral abgedrängt wurde. Der Umriß der kleineren Palatinalzähne ist schwach oval. Der Längsdurchmesser des linken Exemplars be-

trägt 23 mm, die Breite 20 mm, des rechten 21 und 18 mm. Bis auf eine schwach erkennbare Einsenkung ist die Kaufläche des linken Palatinalzahnes glatt, während der rechte Zahn lateral caudal ähnliche Strukturierung zeigt wie die Kaufläche des erhaltenen hinteren Palatinalzahns. Vorn lateral zeigt der vordere rechte Zahn eine konkave Einbuchtung, die von der Berührung mit dem vorderen Maxillarzahn stammt.

2.3 Dermale Verknöcherungen

Die dermalen Verknöcherungen beschränken sich auf die caudalen Teile des Schädels und deuten hier den Übergang zum Hautpanzer des Tieres an. Die im Gegensatz zu anderen Placodontiern fast auf dem gesamten Schädeldach freiliegenden Suturen scheinen ein Hinweis für nur geringes dermales Knochenwachstum zu sein. Art und Umfang der dermalen Verknöcherungen schließen umfangreichere Beschädigungen post mortem aus.

Die leichte Aufwölbung des Schädels im Bereich des Orbitotemporaldaches wird vom Parietale gebildet und ist keine dermale Verknöcherung. Dagegen befindet sich im Bereich des vom Parietale schwalbenschwanzartig umschlossenen Squamosums — am medianen Rand der Schläfenöffnung — ein dermaler Knochenaufwuchs.

Im caudalen Bereich des Jochbogens verdecken die hier flachkegeligen dermalen Verknöcherungen die Sutur zwischen Squamosum und Quadratojugale.

3. Beziehungen und Vergleiche

Der hier vorliegende Schädel muß aufgrund seiner äußeren Form, der Knochenanlagen und der Art des Gebisses zur Ordnung Placodontia (Owen 1859) gestellt werden. Eine weitergehende Ähnlichkeit, auch in der Anordnung der Schädelelemente mit den Gattungen *Cyamodus* und *Placochelys* gestattet die Zuordnung des neuen Exemplars zur Unterordnung Cyamodontoidea (Peyer & Kuhn-Schnyder 1955).

3.1 Äußerer Aufbau

Die als adult bezeichneten Formen dieser Unterordnung haben geringere Größe. Breit herzförmige Gestalt trifft hier wie bei *Cyamodus* und *Placochelys* zu.

Beim Vergleich der Schädelöffnungen ergeben sich jedoch eindeutige Unterschiede in der Form, der Neigung der Öffnungsebenen und der Größenverhältnisse der Öffnungen zueinander. Bei dem neuen Fund ist das Flächenverhältnis der Schädelöffnungen zur Knochenfläche des Schädeldachs am größten.

Entgegen der eher rund-ovalen Form des Foramen parietale bei *Cyamodus* und *Placochelys* liegt hier ein länglich-schlitzförmiges Scheitelloch vor.

Das durch dermale Verknöcherungen gegliederte Relief des Schädelhinterrandes ist schwach ausgeprägt, wobei kleinere postdiagenetische Beschädigungen nicht ganz ausgeschlossen werden können.

Beim Vergleich der seitlichen Ansichten fällt hier die langgestreckte Form gegenüber der hochgewölbten Rundung des Schädeldachs bei den bereits bekannten Vertretern auf.

Interessant ist, daß sich das Gebiß bei dem neuen Fund ebenflächig darstellt, während es bei *Placochelys* eine Wölbung in rostral-caudaler Richtung aufweist. Bei *Cyamodus* ist sie durch entsprechende Stellung der Praemaxillarzähne angedeutet. Gleiche Nahrungsverhältnisse vorausgesetzt, könnte daraus ein Hinweis auf eine hornschnabelartige Bewaffnung der Praemaxillaria gezogen werden. Die bei

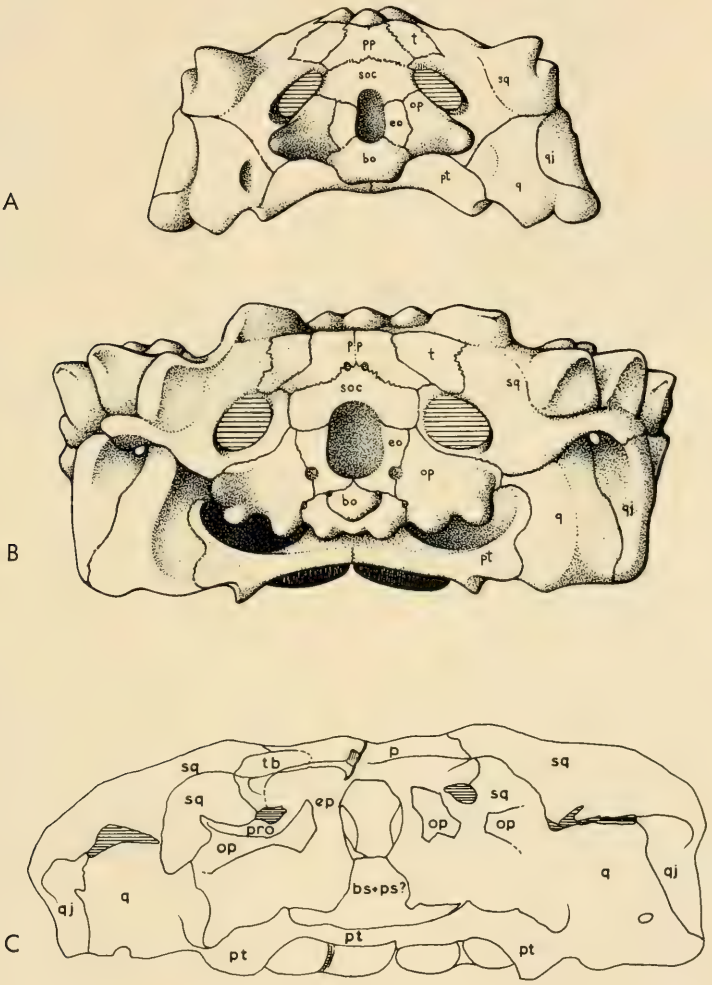


Abb. 7: Vergleich der Schädel in der Ansicht von hinten. — A. *Cyamodus rostratus* (Muenster), Oberer Muschelkalk, Bayreuth; etwa ×1/2 (aus E. Kuhn-Schnyder 1960). B. *Placochelys placodonta* Jaekel, Unterer Keuper, Vesprém am Balaton-See (Ungarn); etwa ×2/3 (aus E. Kuhn-Schnyder 1960). C. *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu), Bayerische Alpen; ×1/2. — bo Basioccipitale, eo Exoccipitale, op Opisthoticum, pp Postparietale, pt Pterygoid, q Quadratum, qj Quadratojugale, soc Supraoccipitale, sq Squamosum, t Tabulare.

Cyamodus noch vollzählige Zahnzahl des Praemaxillare verringert sich unter gleichzeitiger Wölbung des Gaumens bei *Placochelys*. Dadurch können die noch vorhandenen, in der Zahl reduzierten „Rostralzähne" mit besserem Wirkungsgrad eingesetzt werden. Ein völliger Verlust der Praemaxillarzähne mit der Entwicklung eines optimal geformten Hornschnabels kann später zu einer Verebnung der Zahnfläche des Pflastergebnisses wie bei dem hier betrachteten Schädel führen.

Von *Cyamodus* über *Placochelys* zu dem neuen Fund läßt sich erkennen, daß der Gelenkteil des Quadratum nach oben, bis auf die Höhe der Gebissebene wandert (s. Abb. 7 u. 8).

Besonders deutlich wird dieser Umstand in der Ansicht von hinten erkannt. Darüberhinaus wird festgestellt, daß sich der Querschnitt der Schädel von hochtrapezförmiger über hoch-rechteckiger zu flach-rechteckiger Form gewandelt hat.

Das nahezu kreisrunde Quadratum-Foramen fehlt bei den anderen Vertretern der Unterordnung.

Trennt bei dem hier beschriebenen Exemplar ein deutlich erkennbarer horizontal leicht gebogener Schlitz das Quadratum vom Squamosum, so befindet sich an dieser Stelle bei *Placochelys* nur eine kleine Öffnung, während sie bei *Cyamodus* vollkommen fehlt.

Hervorstechendstes Merkmal in der Ansicht von unten ist die mächtige Kauplatte mit den dicht gesetzten und mit ihrer Größe in der Unterordnung *Cyamodontoidea* (Peyer & Kuhn-Schnyder 1955) einmaligen Pflasterzähnen.

Ein postpalatinaler Gaumendurchbruch liegt hier nicht vor, wohl aber eine deutlich ausgeprägte zahnrandparallele Furche.

Zur Veranschaulichung der Gaumengröße soll diese mit den Schädelmaßen verglichen werden:

Es ergeben sich beim Verhältnis der Breite des Gesamtschädels zur Breite der Palatinalfläche folgende Werte

Macroplacus raeticus 1.73
Placochelys placodonta 2.36
Cyamodus rostratus 1.74

Dabei wird darauf hingewiesen, daß die Bezahnungsdichte bei dem neuen Exemplar am größten ist, die Zähne füllen praktisch den gesamten Palatinalbereich aus.

Da das Vorderende des Rostrums bei fast allen Vertretern der betrachteten Unterordnung fehlt, soll als Hilfsgröße der vorderste Teil des Maxillares (in der Ansicht von unten) als Hilfspunkt gelten. Das Verhältnis der Längen Vorderrand Maxillare-Hinterrand Pterygoid (Medianebene) zu Vorderrand Maxillare-Hinterrand Palatinum beträgt bei

Macroplacus raeticus 1.03
Placochelys placodonta 1.23
Cyamodus rostratus 1.31

3.2 Knochenanlagen

Bei der Bearbeitung konnte festgestellt werden, daß die Lage der Schädelelemente bei den Vertretern der Cyamodontoidea in vielen Fällen übereinstimmt. Allerdings sind Form und Größe sehr stark differierend. Im folgenden werden nur diese Unterschiede erwähnt.

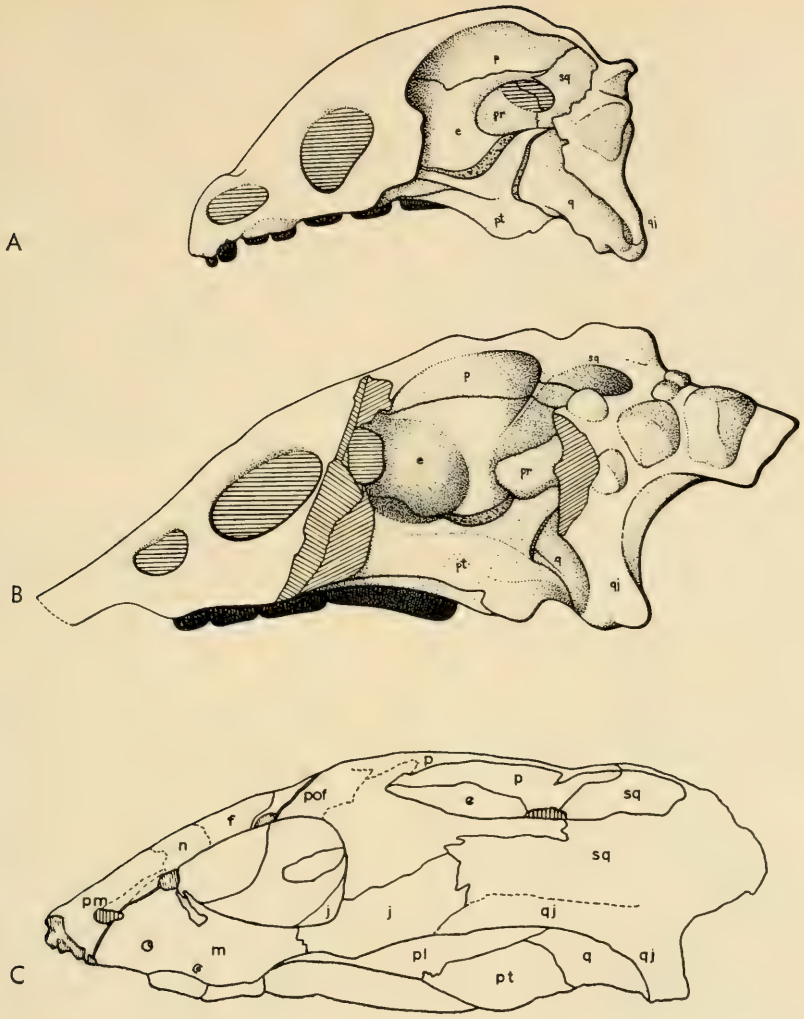


Abb. 8: Vergleich der Schädel in der Ansicht von der Seite. — A. *Cyamodus rostratus* (Muenster), Oberer Muschelkalk, Bayreuth; etwa $\times 1/2$ (aus E. Kuhn-Schnyder 1960). B. *Placochelys placodonta* Jaekel, Unterer Keuper, Vesprém am Balaton-See (Ungarn); etwa $\times 2/3$ (aus E. Kuhn-Schnyder 1960). C. *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp., Rät, Hinterstein (Allgäu), Bayerische Alpen; $\times 1/2$. — e Epipterygoid, p Parietale, pr Prooticum, pt Pterygoid, q Quadratum, qj Quadratojugale, sq Squamosum.

Ansicht von oben

In caudaler Richtung erstreckt sich das Praemaxillare bis auf Höhe des Vorderrandes der Augenöffnung, und umfaßt zum größten Teil die Nasenöffnung. Gemeinsam mit dem Lacrimale trennt das Nasale das Praefrontale vom Frontale. Das Maxillare ist nur zum geringen Teil am Aufbau der Nasenöffnung beteiligt, während das Praefrontale den gesamten Hinterrand desselben darstellt. Die Nasalia bilden gemeinsam mit den Frontalia das Interorbitaldach. Ein wesentliches Merkmal von *Macroplacus raeticus* ist die Verbindung der beiden Postfrontalia in der Medianebene, wodurch Frontale und Parietale getrennt werden. Die Fläche der Postfrontalia hat gegenüber anderen Vertretern stark zugenommen. Das Frontale ist ausschließlich auf das Interorbitaldach beschränkt. Das kräftige Maxillare reicht nur bis zur Hälfte der Augenöffnung nach hinten. Die vordere Begrenzung der Parietalia liegt vor dem Hinterrand der Augenöffnungen. Das Postorbitale umfaßt die Schläfenöffnung nicht auf der Innenseite, drängt jedoch auf der Lateralseite das Squamosum durch eine weit nach hinten reichende Spange vom Vorderrand dieses Fensters ab. Die dermalen Verknöcherungen am Hinterhaupt sind sehr schwach skulpturiert.

Ansicht von der Seite

Auffallend ist das weite Vorspringen des Quadratojugale am Unterrand des Jochbogens, wo es sich keilförmig unter das Jugale schiebt. Interessant ist auch das nahezu rechteckig nach vorne auslaufende Squamosum. Das Quadratojugale reicht bis an die Quadratumgelenkfläche heran, hat aber keinen Anteil daran.

Ansicht von hinten

Wegen des stark beschädigten Hinterhauptes sind hier keine genauen Vergleiche anzustellen. Auffallend ist das fast rechteckig aufstrebende kräftige Quadratum mit dem Quadratum-Foramen und dem seitlich aufgelagerten Quadratojugale.

Ansicht von unten

Das Praemaxillare hat Anteil am Vorderrand der Choanen. Die Vomeres beschränken sich auf die Knochenbrücke zwischen den Choanen, deren seitliche und hintere Einfassung durch die Maxillaria bzw. Palatina erfolgt. Das Pterygoid bildet nur eine schmale Leiste hinter dem Palatinum. Auffallend ist die starke Bezahnung des Gaumens. Die Zahnformel ist 0,2,2, wobei der hintere Palatinalzahn excessiv vergrößert ist. Das Praemaxillare ist in dem erhaltenen Teil zahnlos und scheint auch in der abgebrochenen Schnauzenspitze keine Zahnanlage besessen zu haben. Ein Hornschnabel muß vermutet werden.

4. Abschließende Bemerkungen

Leider sind guterhaltene Exemplare von Placodontiern sehr selten, so daß uns jeder neue Fund auch neue entwicklungsgeschichtliche Erkenntnisse über diese Ordnung bringt.

Mit dem neu beschriebenen Exemplar hat die Gebißspezialisierung der Cyamodontoidea ihren Höhepunkt erreicht. Die Bezahnung von Palatinum und Maxillare kann nicht mehr größer werden. Das Pterygoid ist bis auf einen schmalen Rand vom

Palatinum verdrängt, so daß es keine weiteren Pflasterzähne aufnehmen kann. Im erhaltenen Teil des Praemaxillare befinden sich ebenfalls keine Zahnanlagen und es kann wohl als gesichert angenommen werden, daß sich auch auf dem vordersten, spitz zulaufenden Teil des Rostrums keine Zahnanlagen befunden haben. Zum Schutz, zum Fangen oder auch zum Lösen sessiler Beutetiere muß das Rostrum hartteilbewehrt gewesen sein. Sicherer als bei bisher bekannten Funden muß hier ein Hornschnabel diese Funktion übernommen haben.

Bei der Schädelbeschreibung und dem Vergleich mit anderen Placodontiern tauchte wiederholt die Frage auf, ob die festgestellten Differenzen in den Knochenanlagen oder der Bezahnung für die Aufstellung einer neuen Art oder Gattung ausreichen. Es wurde schließlich in der Weise vorgegangen, daß, solange noch kein umfangreicheres Vergleichsmaterial vorhanden ist, jeder neue Fund, dessen Merkmale, im Vergleich zu bereits bekannten, größere Differenzen als die bekannten Exemplare untereinander aufweisen, als entsprechende neue taxonomische Einheit festgelegt wird.

Schwierigkeiten dabei bereitet die Wertung dieser differierenden Merkmale, die sich im Laufe der Zeit, von Autor zu Autor und mit der Kenntnis neuen Fundmaterials ändern kann.

So wurde z. B. im Gegensatz zu Diagnosen anderer Funde der Ordnung Placodontia hier der Zahnanlage keine allzu große Bedeutung beigemessen; in der Individualentwicklung der Placodontier unterliegt die Bezahnung großen Unterschieden, worauf Kuhn-Schnyder (1959) hinweist.

Zum Schluß noch einige Bemerkungen zu bereits beschriebenem Material aus der gleichen Fundschicht (Rät, Kössener Schichten).

Ob und welche verwandtschaftlichen Beziehungen zu *Psephoderma alpina* Meyer bestehen, läßt sich nicht nachweisen, da bei dem neuen Fund keine Fragmente des Rückenpanzers vorhanden sind. Die geringere Skulpturierung der dermalen Verknöcherungen am Hinterrand des neuen Schädels im Verhältnis zu bereits bekannten Funden und die ebenfalls im Verhältnis zu anderen Placodontiern geringe Skulpturierung des Panzers von *Psephoderma alpina* Meyer kann noch keine ausreichende Begründung für eine Übereinstimmung, wohl aber ein Hinweis für die Diagnose neuen Fundmaterials sein.

Ein weiterer Fund (*Placochelys alpissordidae)* wird von Broili (1920) aus dem Kössener Kalk der Kotalpe im Wendelsteingebiet beschrieben. Das Exemplar ist wesentlich kleiner als der neu beschriebene Fund, die dermalen Verknöcherungen auf den erhaltenen Teilen des Schädeldachs sind sehr viel kräftiger ausgebildet. Die Schläfengruben sind länglicher, das Pterygoid ist größer, während die Bezahnung des Palatinum (nur sie ist von der gesamten Bezahnung erhalten) der von *Placochelys* entspricht. Die bereits durchgeführten Vergleiche des hier neu beschriebenen Schädels mit dem von *Placochelys placodonta* treffen auch für die Art *Placochelys alpissordidae* zu. Schon die Unterschiedlichkeit der aus den Kössener Schichten bekannten Reste von Placodontiern weist auf eine recht große Artenvielfalt hin, und es kann nur gewünscht werden, daß weitere Kenntnisse über die Ordnung Placodontia und ihre Stellung im System durch neue Funde untermauert werden können.

Zum Abschluß möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. R. Dehm für die mir am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München zuteil gewordene Hilfe und Unterstützung bedanken. Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. P. Wellnhofer an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, der mich nicht nur

durch Diskussionen und Hinweise bei der Untersuchung des Fundes, sondern auch beim redaktionellen Teil tatkräftig unterstützte. Weiteren besonderen Dank möchte ich Herrn Kunstmaler G. Strasser, Herrsching a. Ammersee, aussprechen, der mit großem Einfühlungsvermögen die Abbildungen und Zeichnungen des Schädels fertigstellte.

Tafelerklärungen

Tafel 4

Macroplacus raeticus n. g., n. sp., Holotypus, Rät, Hinterstein (Allgäu), Bayerische Alpen; Inv. Nr. 1967 I 324, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie München.

Fig. 1: Schädel von oben, vgl. Abb. 1, ×1/2.
Fig. 2: Schädel von unten, vgl. Abb. 2, ×1/2.

Tafel 5

Macroplacus raeticus n. g., n. sp., Holotypus, Rät, Hinterstein (Allgäu), Bayerische Alpen; Inv. Nr. 1967 I 324, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie München.

Fig. 1: Schädel von der rechten Seite, vgl. Abb. 3, ×1/2.
Fig. 2: Schädel von der linken Seite, vgl. Abb. 4, ×1/2.
Fig. 3: Schädel von hinten, vgl. Abb. 5, ×1/2.
Fig. 4: Schädel von vorn, vgl. Abb. 6, ×1/2.

Literatur

Braun, F., 1840: Verzeichniss der in der Kreis-Naturalien-Sammlung zu Bayreuth befindlichen Petrefacten. — VII+119 S., 22 Taf. Leipzig (L. Voss).

Braun, C. F. W., 1863: Über *Placodus quinimolaris*. — Progr. Jber. kgl. Kreis-Landwirtschafts- und Gewerbeschule Bayreuth für 1862/63: 10 S. Bayreuth (Höreth).

Broili, F., 1913: Zur Osteologie des Schädels von Placodus. — Palaeontographica, **59**, 147 bis 155, 1 Taf., 4 Textfig., Stuttgart.

Broili, F., 1915: Beobachtungen an *Tanystropheus conspicuus* H. v. Meyer. — N. jb. Miner. usw., **1915, 2**, 51—62, Taf. 2, 3, Stuttgart.

Broili, F., 1920: Ein neuer Placodontier aus dem Rhaet der bayerischen Alpen. — Sitzungsberichte der Bayer. Akad. d. Wissensch., 311—320. München.

Brotzen, F., 1956: Stratigraphical studies on the Triassic vertebrate fossils from Wadi Raman, Israel. — Arkiv f. Min. och Geologi, Stockholm, 2, 9, p. 191—217, 7 Taf., 5 Textfig.

Drevermann, F. (1924): Schädel und Unterkiefer von *Cyamodus*. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **38** (4): 311—318, Taf. 24, 3 Abb. Frankfurt am Main.

Drevermann, F., 1933: Das Skelett von *Placodus gigas* Agassiz im Senckenberg-Museum. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **38** (4 [2 Tl.]): 321—364, 16 Taf., 11 Abb. Frankfurt am Main.

Edinger, T., 1925: Das Zentralnervensystem von *Placodus gigas* Ag. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **38** (4): 311—318, Taf. 24, 3 Abb. Frankfurt am Main.

Huene, F. von, 1931: Ergänzungen zur Kenntnis des Schädels von *Placochelys* und seiner Bedeutung. — Geol. hungarica, (Ser. palaeont.), **9**: 1—18, 3 Taf. Budapest.

Huene, F. von, 1936: *Henodus chelyops,* ein neuer Placodontier. — Palaeontographica, **84** [A]: 99—148, Taf. 9—13, 37 Abb. im Text und auf einer Text-Beil. Stuttgart.

Huene, F. von, 1938: Der dritte *Henodus,* Ergänzungen zur Kenntnis des Placodontiers *Henodus chelyops* Huene. — Palaeontographica, **89**, 105—114, 2 Taf., 6 Abb. im Text und auf 2 Textbeilagen. Stuttgart.

Jaekel, O., 1907: *Placochelys placodonta* aus der Obertrias des Bakony. — Result. wiss. Erforsch. Balatonsees, **1** (2 [paläontol. Anh., 3,]): 1—90, 10 Taf. 50 Abb. Budapest.

Kuhn, O., 1961: Placodontia. — Fossil. Cat., A, **62**, 1933; Suppl. I, Pars **98**.

Kuhn, O., 1969: Handbuch der Paläoherpetologie, Teil **9**, 74 S., 27 Abb., Stuttgart (G. Fischer).

Kuhn-Schnyder, E., 1959: Über das Gebiß von *Cyamodus.* — Vjschr. naturforsch. Ges. Zürich, **104**: 174—188, 1 Taf., 3 Abb. Zürich.

Kuhn-Schnyder, E., 1960: Über Placodontier. — Paläont. Z., **34** (1): 91—102, Taf. 7, 9 Abb. Stuttgart.

Münster, G. zu, 1830: Ueber einige ausgezeichnete fossile Fischzähne aus dem Muschelkalk bei Bayreuth. — 4 S., 1 Taf. Bayreuth (Birner).

Owen, R., 1858: Description of the skull and teeth of the *Placodus laticeps,* Owen, with indications of other new species of *Placodus,* and evidence of the saurian nature of that genus. — Philos. Trans. roy. Soc. London, **148**: 169—184, Taf. 9—11, 2 Abb. London.

Peyer, B., 1931: Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. III. Placodontia. — Abh. schweiz. palaeont. Ges., **51**: 1—25, Taf. 15—17, 5 Abb. Basel.

Peyer, B., 1935: Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. VIII. Weitere Placodontierfunde. — Abh. schweiz. palaeont. Ges., **55**: 1—26, Taf. 42—46, 6 Abb. Basel.

Peyer, B. & Kuhn-Schnyder, E., 1955: Placodontia. — In: J. Piveteau, Traité Paléont., **5**: 459—486, 25 Abb. Paris (Masson).

Romer, A. S., 1956: Osteology of the reptiles. — XXI+772 S., 248 Abb. Chicago/Ill. (Univ. of Chicago Press).

Weiss, G. W., 1937: Bayreuth als Stätte alter erdgeschichtlicher Entdeckungen. — 48 S., 8 Abb. Bayreuth (Gau-Verl. bayer. Ostmark).

Westphal, F. & I., 1967: Die Pflasterzahnsaurier (Placodontia) der Germanischen Trias. — Der Aufschluß, **1967**, 249—255, 6 Abb., Göttingen.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 15 | 57—62 | München, 15. 9. 1975

Ein primitiver Lagomorphe aus dem Mitteloligozän Süddeutschlands

Von Kurt Heissig & Norbert Schmidt-Kittler[1])

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus dem tiefsten Mitteloligozän von „Möhren 19" wird ein primitiver, großwüchsiger Lagomorphe als *Titanomys franconicus* n. sp. beschrieben. Es handelt sich um den bisher ältesten Lagomorphen-Fund Europas. Durch Niederkronigkeit und starke Bewurzelungen erinnern die Backenzähne an eozäne Gattungen Asiens und Nordamerikas; das Kronenmuster fügt sich gut in die europäische *Amphilagus-Titanomys*-Gruppe ein.

Summary

Titanomys franconicus n. sp., a primitive, big Lagomorph, is described from the basal Middle Oligocene of "Möhren 19" (near Treuchtlingen, Bavaria). It is the earliest record of Lagomorpha in Europe. It is related to Eocene genera of Asia and North America with its low crowns and strong roots. The crown-pattern corresponds with the European *Amphilagus-Titanomys* group.

Einleitung

Die hier beschriebenen Funde stammen aus der Spaltenfüllung „Möhren 19", die im Jahre 1974 von den beiden Autoren entdeckt wurde. Sie befindet sich in der Ostwand des seit 1972 wieder in Betrieb befindlichen (Fa. Böswald) Steinbruches südlich Möhren, östlich der Straße nach Rehlingen, Blatt 7031, Treuchtlingen, r 44 17 550, h 54 21 640.

Das säugetierstratigraphische Alter

Die stratigraphisch wichtigsten Faunenelemente sind:
Eusmilus sp., *Pseudosciurus suevicus* Hensel, *Suevosciurus fraasi* (Major), *Suevosciurus ehingensis* Dehm, *Eucricetodon* cf. *atavus* Misonne, *Ronzotherium* sp.,

[1]) Dr. K. Heissig und Dr. N. Schmidt-Kittler, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner- Str. 10.

Plagiolophus fraasi (H. v. Meyer), *Entelodon magnum* Aymard und *Anoplotherium pompeckji* Dietrich.

Pseudosciurus suevicus zeigt ein unteroligozänes Gepräge. Die Größenverteilung seiner Backenzähne liegt zwischen der aus unteroligozänen und der aus mitteloligozänen Faunen. Typisch unteroligozäne Faunenelemente sind außerdem *Plagiolophus fraasi*, der in den übrigen Faunen des Mitteloligozäns fehlt und *Anoplotherium pompeckji*, das bisher ebenfalls im Mitteloligozän noch unbekannt ist.

Eusmilus sp., *Eucricetodon* cf. *atavus*, *Ronzotherium* sp. und *Entelodon magnum* sind dagegen als Einwanderer zu betrachten, die der großen Wanderungswelle zu Beginn des Mitteloligozäns angehören. Die Fauna kann also nicht in das Unteroligozän gestellt werden, sondern muß als tiefstes Mitteloligozän betrachtet werden.

Titanomys franconicus n. sp.

Diagnose: Große Art der Gattung *Titanomys* mit sehr stark bewurzelten Backenzähnen. P_3 niederkronig, mit relativ hoher lingualer Schwelle in der Innenbucht.

Holotypus: P_3 dext., Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., München, Inv. Nr. 1974 XXV 1

Locus typicus: Möhren 19

Stratum typicum: Mitteloligozän

Maße: (in mm)

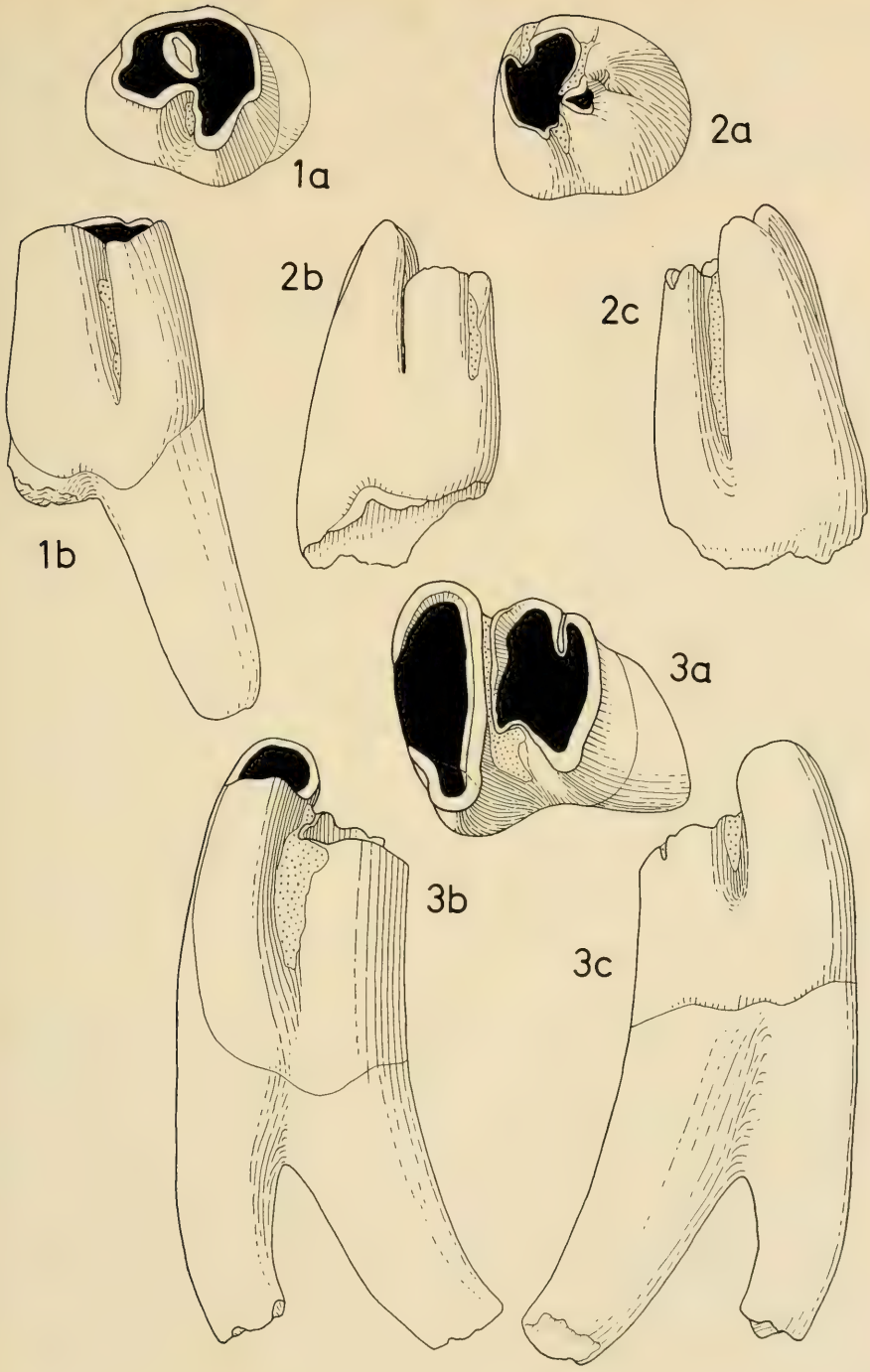
	Länge basal	L. Usurfl.	Breite max.	Höhe buccal
P_3 dext., 1974 XXV 1	2,75	—	2,3	4,85
P_3 sin., 1974 XXV 2	2,7	—	2,2	—
M_2 sin., 1974 XXV 3	3,0	2,25	3,1	—

Holotyp

P_3 dex. (Möhren 19, 1974 XXV 1, Abb. 2): Der als Holotyp gewählte rechte P_3 ist mit der gesamten Krone bis hin zum unteren Schmelzrand erhalten und zeigt nur unbedeutende Abkauungsspuren. Gegenüber dem von den europäischen Lagomorphen des Oligozäns gewohnten Bild fällt er durch die sehr geringe Kronenhöhe und den nach oben deutlich verjüngten Kronenumfang auf. Wie sehr er in seiner Gestalt abweicht, zeigt sehr gut ein Vergleich mit dem von Tobien (1970, Abb. 3) skizzierten P_3 des *Amphilagus antiquus* (Pomel). Die Zahnkrone gliedert sich in einen querovalen, kräftigen Hinterlobus und einen etwas schwächeren Vorderpfeiler. Sie sind auf der Buccalseite durch ein weit nach unten reichendes Außen-

---

Abb. 1: *Titanomys franconicus* n. sp., P_3 sin., Möhren 19, 1974 XXV 2, a von occlusal, b von buccal, ×10; — 2: *Titanomys franconicus* n. sp., P_3 dex., Holotypus, Möhren 19, 1974 XXV 1, a von occlusal, b von lingual, c von buccal, ×10; — 3. *Titanomys franconicus* n. sp., M_2 sin., Möhren 19, 1974 XXV 3, a von occlusal, b von buccal, c von lingual ×10.


1a
2a
1b
2b
2c
3a
3b
3c

synklinid und auf der Lingualseite durch ein ebenfalls tief eingeschnittenes, bis zur halben Kronenhöhe hinabgreifendes Innensynklinid getrennt. Auf der Lingualseite des Hinterlobus befindet sich nahe dem Kronenhinterrand ein weniger ausgeprägtes zweites Innensynklinid. Der Vorderpfeiler ist im Bereich der obersten Spitze durch eine kurze, mäßig eingeschnittene Längskerbe in einen buccalen und lingualen Gipfel aufgespalten. Die Synkliniden zeigen nur eine geringe Zementfüllung.

Paratypen

P_3sin. (Möhren 19, 1974 XXV 2, Abb. 1): Dieser Zahn befindet sich in einem mittleren Usurstadium und ist mit seiner Vorderwurzel und dem Ansatz der Hinterwurzel erhalten. Die Zahnkrone ist ebenso wie beim P_3 des Holotyps niedrig und nach oben deutlich verjüngt. Die nach vorn abgespreizte Vorderwurzel ist kräftig und sehr lang. Sie ist außerdem bereits unmittelbar unter der buccalen Kronenbasis von der Hinterwurzel getrennt. Das Usurbild des Zahns gleicht durch das Auftreten eines Mittelstegs und einer lingual anschließenden Schmelzinsel dem *Titanomys visenoviensis* H. v. Meyer der Abb. 9b von Tobien (1963). Das linguale Synklinid, das wegen der fortgeschrittenen Abkauung als solches nicht mehr in Erscheinung tritt, wird auf der Lingualwand der Krone noch durch eine schwache Vertikalrinne angedeutet. Das buccale Synklinid entspricht in seiner Tiefe dem des Holotypus und ist ebenfalls nur mäßig mit Zahnzement ausgekleidet.

M_2sin. (Möhren 19, 1974 XXV 3, Abb. 3): Auch dieser Zahn zeichnet sich durch seine besonders starke Bewurzelung aus. Die für die höherkronigen Lagomorphen bezeichnende Einschnürung des Zahnhalses fehlt vollständig. Während bei *Amphilagus antiquus*, als primitivstem Vertreter der europäischen Lagomorphen, die Länge der Hinterwurzel des M_2, auf der Lingualseite gemessen, ziemlich genau dem Längsdurchmesser des Zahnprismas entspricht, übertrifft sie bei dem vorliegenden Zahn den Längsdurchmesser um das Doppelte (Abb. 3). Das Abkauungsmuster entspricht ganz dem mittleren Usurstadium der primitiveren Ochotoniden. Auch dieser M_2 besitzt nur eine geringe Tendenz zur Zementeinlagerung.

Diskussion

Die hier neu beschriebene Art unterscheidet sich von allen bisher bekannten Lagomorphen. Da ihre Backenzähne bewurzelt sind, kann sie im europäischen Raum nur mit primitiven Ochotonidenarten verglichen werden. Dazu gehören *Amphilagus antiquus*, *Titanomys visenoviensis* und *Piezodus branssatensis* Viret. Unter diesen Arten ist die Bewurzelung bei *Amphilagus antiquus* am stärksten, doch ist die Reduktion der Wurzelregion bei ihm gegenüber der vorliegenden Art erheblich weiter fortgeschritten. Auch die Verengung des Zahnhalses, als ein Merkmal stärkerer Hypsodontie, ist bereits erkennbar, während sie bei der Art *franconicus* völlig fehlt. Bei dieser sind die Wurzeln weit auseinandergespreizt, kräftiger und länger. Zu diesem Unterschied kommt, daß die vorliegende Art alle hier genannten Arten an Größe erheblich übertrifft. Ihre Kronenhöhe ist aber geringer als bei *Amphilagus antiquus*, der sich unter den europäischen Arten auch in diesem Merkmal am primitivsten verhält.

Ein Vergleich mit außereuropäischen Lagomorphen des Alttertiärs ergibt, daß ähnlich primitive Entwicklungsstadien nur unter den eozänen Arten zu finden sind. In Bewurzelung und Kronenhöhe stimmen insbesondere *Shamolagus* (Obereozän der Mongolei) und *Mytonolagus* (Obereozän von Nordamerika) gut mit der hier beschriebenen Art überein. Von *Lushilagus,* der als engster Verwandter von *Shamolagus* betrachtet wird (Dawson 1970), sind Unterkieferzähne bisher nicht beschrieben worden. *Gobiolagus* ist durch Backenzähne mit höheren Zahnkronen und verengtem Zahnhals charakterisiert und damit bereits moderner.

Die Variabilität von *Shamolagus* und *Mytonolagus* im P_3 ist erheblich. In der Differenzierung der Lingualwand treten dabei im wesentlichen zwei Typen auf: Bei beiden Gattungen findet sich ein P_3-Typ mit bis zu drei seichten Innensynkliniden, die vom Außensynklinid stets durch einen breiten Mittelsteg getrennt sind (*Shamolagus medius* Burke, *Mytonolagus petersoni* Burke). Der zweite P_3-Typ mit einem tiefen lingualen Synklinid, das sich mit dem Außensynklinid verbinden kann, tritt bei beiden *Mytonolagus*-Arten auf, ist aber von *Shamolagus* bisher nicht bekannt. Bei fortgeschrittener Abkauung des zweiten Typs kann das Innensynklinid zwischen dem Mittelsteg und der hochgezogenen Lingualwand als Schmelzinsel abgeschnürt werden (Dawson 1970, Abb. 24). Eine solche Struktur findet sich ebenfalls innerhalb der Variationsbreite von *Titanomys visenoviensis* (Tobien 1970, Abb. 4) und *Amphilagus antiquus* von Ehrenstein 4 (unveröffentlicht, Sammlung München). Auch die beiden P_3 der vorliegenden Art zeigen dieses Muster. Der kaum usierte Holotyp läßt dabei erkennen, daß der Mittelsteg deutlich höher ist als die noch nicht von der Abkauung erfaßte linguale Abdämmung des Innensynklinids.

Aus den Vergleichen geht hervor, daß es keine Schwierigkeiten bereitet, die vorliegende Form von bekannten primitiven Lagomorphen des Obereozäns herzuleiten. Auch Gureev (1960, Abb. 12) nimmt eine Abspaltung der Ochotoniden bereits im Eozän an. Eine Herkunft von der oligozänen Gattung *Desmatolagus,* die bisher allgemein als nächster Verwandter der europäischen Ochotoniden angesehen wurde, ist aus folgenden Gründen abzulehnen: Bereits im Unteroligozän (*Desmatolagus robustus* Burke) macht sich innerhalb dieser Gattung eine Einschnürung des Zahnhalses bemerkbar; der untere P_3 läßt insgesamt einen deutlichen Trend zur Verkleinerung erkennen, der sich vor allem im Vorderlobus auswirkt. Beides fehlt bei der Art *franconicus;* bei den übrigen europäischen Ochotoniden ist der P_3 nicht verkleinert.

Die hier neu beschriebene Art gehört demnach in das Übergangsfeld zwischen eozänen Palaeolaginae und den europäischen Ochotonidae. Sie kann wegen ihrer Größe nicht als unmittelbarer Vorläufer einer der europäischen Arten in Betracht kommen. Allerdings entspricht ihr Entwicklungsstand dem, der bei den Vorläufern von *Amphilagus* und *Titanomys* zu erwarten ist. Der P_3 zeigt mit dem Überwiegen des Mittelstegs und dem tief eingeschnittenen Innensynklinid engere strukturelle Beziehungen zu *Titanomys,* weshalb die hier beschriebene Art als frühe Seitenlinie dieser Gattung aufgefaßt wird.

Ein erster Hinweis, daß die frühesten Lagomorphen bereits vor dem Oberoligozän nach Europa gelangt sind, ist bereits durch einen generisch nicht näher bestimmten Fund aus dem Mitteloligozän von Ravet (Quercy, Bonis et al. 1973, Tab. 2) gegeben. Wie die anfangs charakterisierte Fauna von Möhren 19 beweist, gehören die vorliegenden Lagomorphenfunde ins tiefste Mitteloligozän und belegen

damit, daß diese Gruppe bereits mit der großen Einwanderungswelle, der „grande coupure" Stehlins, erstmals nach Europa vorgedrungen ist. Das Fehlen der Art in stratigraphisch jüngeren, reicheren Faunen Süddeutschlands wie Ronheim 1, Möhren 13, Herrlingen 1 und in den neuen französischen Lokalitäten des Quercy von entsprechendem Alter, legt die Vermutung nahe, daß sie bereits kurz nach ihrem Erscheinen in Europa wieder ausstarb.

Literatur

Bonis, L. de, J.-Y. Crochet, J. C. Rage, B. Sigé, J. Sudre & M. Vianey-Liaud, 1973: Nouvelles faunes de Vertébrés oligocènes des phosphorites du Quercy. — Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. 3. Ser., **174**, Sci. terre 28, 105—113, 1 Abb., 3 Tab., Paris.

Burke, J. J., 1941: New fossil Leporidae from Mongolia. — Am. Mus. Novit. **1117**, 23 S., 9 Abb., New York.

Chuan-Kei, L., 1965: Eocene Leporids of North-China. — Vertebr. Palas. **9**, 1, 23—36, 1 Abb., 1 Taf., Peking.

Dawson, M. R., 1970: Paleontology and Geology of the Badwater creek area, central Wyoming, 6. The leporid *Mytonolagus* (Mammalia, Lagomorpha). — Ann. Carnegie. Mus. **41**, 7, 215—230, 27 Abb., 3 Tab., Pittsburgh.

Gureev, A. A., 1960: Hasenartige (Lagomorpha) aus dem Oligozän der Mongolei und Kasachstans (russ.). — Trudy Pal. Inst. Akad. Nauk, **77**, 5—34, 12 Abb., Moskau.

Matthew, W. D. & W. Granger, 1923: Nine new Rodents from the Oligocene of Mongolia. — Am. Mus. Novit. **102**, 1—10, 12 Abb., New York.

Tobien, H., 1963: Zur Gebiß-Entwicklung tertiärer Lagomorphen (Mamm.) Europas. — Notizbl. hess. L-Amt Bodenforsch. **91**, 16—35, 14 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.

Tobien, H., 1970: Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. — Abh. hess. L-Amt Bodenforsch. **56**, 13—36, 5 Abb., 3 Tab., Wiesbaden.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 15 | 63—90 | München, 15. 9. 1975

Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns

Von Volker Fahlbusch[1])

Mit 1 Tabelle und 11 Abbildungen

Zusammenfassung

Die bisher bekannt gewordenen Reste von Eomyiden aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns (Mittel-Miozän bis Unter-Pliozän) werden beschrieben und mit denen anderer europäischer Fundorte verglichen. Es handelt sich um 164 Einzelzähne von 16 Lokalitäten. *Keramidomys carpathicus* besitzt eine weite stratigraphische Verbreitung und wird erst an der Wende Miozän/Pliozän durch *K. mohleri* und *K.* aff. *pertesunatoi* ersetzt. Daneben wird eine neue, nicht benannte Art in Eitensheim nachgewiesen. — *Leptodontomys* erscheint erstmals an der Wende Miozän/Pliozän (Giggenhausen) mit *L.* aff. *catalaunicus* und einer neuen, größeren Art (Marktl). Die reichsten Belege (50 Zähne) lieferte *L. catalaunicus* aus dem Unter-Pliozän (Vallesium) von Hammerschmiede. Ferner werden einzelne Zähne von Ivanovce (Plio-Pleistozän) und Schernfeld (Alt-Pleistozän) als jüngste Vertreter von *Leptodontomys* beschrieben.

Summary

The eomyids from the Upper Freshwater Molasse of Bavaria (Middle Miocene to Lower Pliocene) are described: 164 isolated teeth from 16 localities. *Keramidomys carpathicus* has a wide stratigraphic distribution; towards the end of the Miocene it is replaced by *K. mohleri* and *K.* aff. *pertesunatoi.* A new, unnamed species of *Keramidomys* has been found at Eitensheim. — The earliest finds of *Leptodontomys* come from the uppermost Miocene (Giggenhausen: *L.* aff. *catalaunicus)* and lowermost Pliocene (Marktl: *Leptodontomys* n. sp., large). A good sample of *L. catalaunicus* is described from the Lower Pliocene (Vallesium) of Hammerschmiede. Included in the description are the youngest specimens of *Leptodontomys* sp. in Europe from Ivanovce (Plio-Pleistocene) and Schernfeld (Lower Pleistocene).

[1]) Prof. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

Inhalt

1. Einleitung 64
2. Die Fundstellen 65
3. Beschreibung des Materials 67
3.1 Die *Leptodontomys*-Gruppe 67
3.1.1 Hammerschiede 69
3.1.2 Giggenhausen 75
3.1.3 Marktl 75
3.1.4 Ivanovce 75
3.1.5 Schernfeld 76
3.1.6 Zusammenfassung: *Leptodontomys* in Süddeutschland 76
3.2 Die *Keramidomys*-Gruppe 77
3.2.1 Sandelzhausen 77
3.2.2 Schönenberg 79
3.2.3 Vergleiche für Sandelzhausen und Schönenberg 81
3.2.4 Weitere *Keramidomys*-Belege aus der „älteren" und „mittleren" Serie der Oberen Süßwasser-Molasse 83
3.2.5 *Keramidomys*-Belege aus der „jüngeren" Serie der Oberen Süßwasser-Molasse 86
3.2.6 Zusammenfassung: *Keramidomys* in Süddeutschland 88
4. Literatur 89

1. Einleitung

Nach der ersten eingehenderen Beschreibung mittel- bzw. obermiozäner Eomyiden durch Schaub & Zapfe (1953) hat sich die Kenntnis dieser Gruppe ausgestorbener Nagetiere in den vergangenen zehn Jahren erheblich erweitert. Von zahlreichen Fundstellen Europas sind inzwischen Reste dieser winzigen Säugetiere beschrieben worden, wobei es sich jedoch überwiegend um isolierte Zähne handelt. An vielen Lokalitäten sind außerdem jeweils nur wenige Objekte überliefert, womit die Klärung mancher taxonomischer, systematischer und phylogenetischer Probleme schwierig oder derzeit noch unmöglich ist. Um so wichtiger erscheint es, alle vorhandenen Reste bekannt zu machen.

Die bisherigen Funde verteilen sich auf folgende zwei Gruppen:

1. Die *Leptodontomys*-Gruppe mit den ältesten Vertretern aus dem Mittel-Miozän von Franzensbad (Fejfar 1974; die Angabe für Belege aus Vieux Collonges durch Cicha, Fahlbusch & Fejfar beruht auf einem Irrtum) und den jüngsten aus dem Altpleistozän von Schernfeld. Sie schließen sich morphologisch eng an späte Repräsentanten von *Eomys* an (Fahlbusch 1973, S. 161), ihr europäischer Ursprung ist jedoch nicht gesichert. Diese Gruppe ist auch aus dem Ober-Miozän und Pliozän Nordamerikas bekannt.

2. Die *Keramidomys*-Gruppe ist europäischen Ursprungs und eng mit dem untermiozänen *Pseudotheridomys* verwandt. Die ältesten Belege dieser Gruppe stammen aus dem Mittel-Miozän von Vieux Collonges, die jüngsten aus dem „Ältest-Pleistozän" (Villanyium) von Osztramos 3. Sie ist bis jetzt nur aus Europa bekannt.

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung ist es, die in den vergangenen 20 Jahren von 16 Lokalitäten aus der Oberen Süßwasser-Molasse bekannt gewordenen Reste (ausschließlich isolierte Backenzähne) zu beschreiben und mit denen außerdeutscher Fundorte zu vergleichen.

Zur Methodik der Bearbeitung und Terminologie der Zahnkronen-Elemente kann auf frühere Untersuchungen des Verfassers verwiesen werden. Die Messungen erfolgten unter einem von der Münchener Universitäts-Gesellschaft bereitgestellten Wild-Mikroskop mit zugehörigem Meßgerät Censor. Die Zeichnungen wurden in Anlehnung an die Methode Engesser's mit Hilfe des Wild-Zeichenspiegels vom Verfasser angefertigt. Soweit nicht anders vermerkt, befinden sich die bearbeiteten Objekte in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.

Herrn Prof. Dr. R. Dehm, München, möchte ich auch an dieser Stelle für seine vielfältige Hilfe meinen herzlichen Dank aussprechen. Von ihm wurden die säugetierpaläontologischen Untersuchungen in der süddeutschen Molasse stark vorangetrieben, und zahlreiche der hier beschriebenen Fundstellen und Objekte wurden von ihm entdeckt bzw. geborgen. Besonderer Dank gebührt ferner Herrn Dr. O. Fejfar, Praha, mit dem während seines Aufenthaltes in München viele Diskussionen über Probleme der Eomyiden geführt werden konnten. Für die Überlassung von Vergleichsmaterial oder sonstige Hinweise habe ich folgenden Kollegen zu danken: Dr. H. de Bruijn, Utrecht, Dr. B. Engesser, Basel, Dr. G. Höck-Daxner, Salzburg, Dr. M. Hugueney, Villeurbanne, Dr. D. Jánossy, Budapest, Prof. Dr. K. Kowalski, Kraków, Dipl.-Geol. H. Mayr, München, und Dr. P. Mein, Villeurbanne. Schließlich gilt mein Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg, für die finanzielle Unterstützung unserer Untersuchungen in der bayerischen Molasse.

2. Die Fundstellen

Da eine neuere Zusammenfassung über die Säugetier-Vorkommen in der Oberen Süßwasser-Molasse Süddeutschlands noch nicht vorliegt, sollen für die hier bearbeiteten Fundstellen (in alphabetischer Reihenfolge) kurze Hinweise auf bereits bestehende Angaben in der Literatur gegeben werden. Für neuere bzw. in der Literatur noch nicht erwähnte Lokalitäten erfolgen kurze Hinweise auf genaue Lage und Fundumstände.

Adelschlag: Fahlbusch 1964, S. 96.

Eitensheim: Fahlbusch 1964, S. 96.

Giggenhausen: Fahlbusch 1964, S. 109.

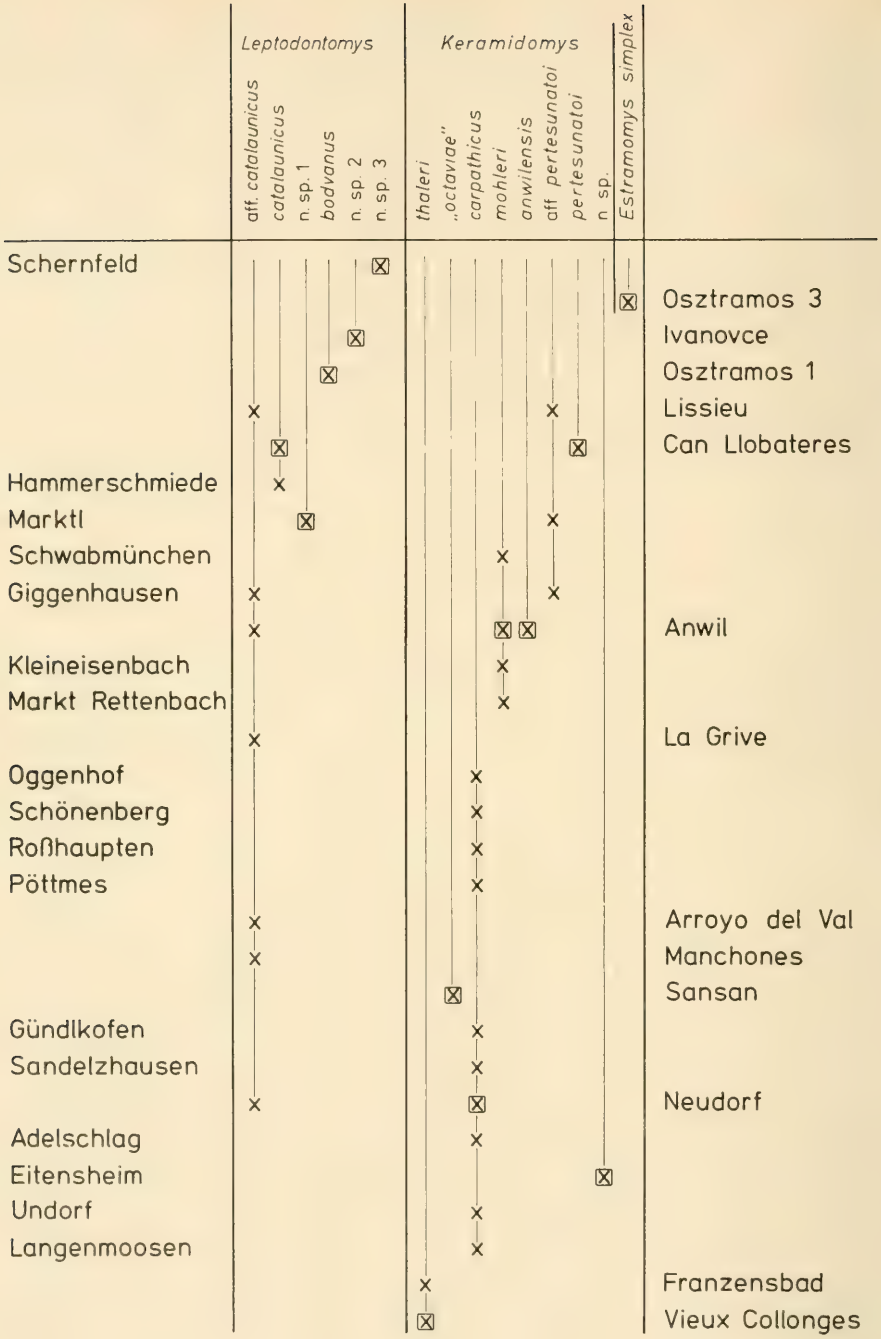
Gündlkofen: Fahlbusch 1964, S. 101.

Hammerschmiede: Mayr & Fahlbusch 1975; Fahlbusch & Mayr 1975.

Kleineisenbach: Sand- und Mergelgrube 150 m ESE Kleineisenbach, 12 km SE Freising b. München (Gradabteilungsblatt 7635 Haimhausen; r 44 70 330, h 53 58 550, Höhe: ca. 470 m NN). Entdeckung der Fossilführung am 13. 5. 1972 durch Dr. V. Fahlbusch und Dipl.-Geol. H. Mayr. Die Wirbeltierreste und Landschnecken sind auf eine etwa 50 cm mächtige Lage grüngrauer sandiger Mergel im oberen Teil der Grube beschränkt. Es handelt sich um eine — neben nur wenigen Resten von Artiodactyla und Carnivora — reiche Kleinsäugerfauna, welche sehr enge Beziehungen zu derjenigen von Giggenhausen aufweist, von der sie nur 4 km entfernt liegt und der sie altersmäßig gleichzustellen ist. Eine zusammenfassende Übersicht über die Fauna ist in Vorbereitung.

Langenmoosen: Dehm 1952, S. 86; Fahlbusch 1964, S. 87; Fejfar 1972, S. 171.

Marktl: Grimm 1957, S. 144; Fahlbusch 1964, S. 116; Black 1966, S. 55; Fahlbusch & Mayr 1975, S. 79.


Leptodontomys
Keramidomys
Estramomys simplex
aff. catalaunicus
catalaunicus
n. sp. 1
bodvanus
n. sp. 2
n. sp. 3
thaleri
„octaviae"
carpathicus
möhleri
anwilensis
aff pertesunatoi
pertesunatoi
n. sp.
Schernfeld
Osztramos 3
Ivanovce
Osztramos 1
Lissieu
Can Llobateres
Hammerschmiede
Marktl
Schwabmünchen
Giggenhausen
Anwil
Kleineisenbach
Markt Rettenbach
La Grive
Oggenhof
Schönenberg
Roßhaupten
Pöttmes
Arroyo del Val
Manchones
Sansan
Gündlkofen
Sandelzhausen
Neudorf
Adelschlag
Eitensheim
Undorf
Langenmoosen
Franzensbad
Vieux Collonges

Markt Rettenbach: Dehm 1934, S. 513. Ziegeleigrube am westlichen Ortsausgang an der Straße nach Ottobeuren (Gradabteilungsblatt 8028 Markt Rettenbach; r 36 03 250, h 53 12 900, Höhe: ca. 660 m NN). Eine am 26. 8. 1957 durch Prof. R. Dehm entnommene Schlämmprobe lieferte neben wenigen fragmentären Kleinsäugerresten den hier beschriebenen einzigen Eomyidenzahn.

Oggenhof: Fahlbusch 1964, S. 105.

Pöttmes: Fahlbusch 1964, S. 97.

Roßhaupten: Fahlbusch 1964, S. 102.

Sandelzhausen: Fahlbusch 1964, S. 98; Fahlbusch & Gall 1970; Fahlbusch, Gall & Schmidt-Kittler 1974.

Schernfeld: Einzige nicht zur Oberen Süßwasser-Molasse gehörige Fundstelle: Altpleistozäne Spaltenfüllung bei Eichstätt; Dehm 1962.

Schönenberg: Sandgrube 400 m N Schönenberg, 8 km S Burgau, am W-Rand des Mindeltales (Gradabteilungsblatt 7628 Jettingen, r 36 04 180, h 53 59 580, Höhe: ca. 520 m NN). Entdeckung der Fossilführung 1966 durch Prof. Dr. H. Hagn, München. Alle Wirbeltierreste (besonders reichlich Kleinsäuger) stammen aus einer ca. 1 m mächtigen Aufarbeitungslage. Die hier beschriebenen Reste stammen aus insgesamt etwa 5000 kg Schlämmgut.

Schwabmünchen: Bohrung Schwabmünchen 1, ca. 2 km NW Schwabmünchen, der „Gewerkschaften Brigitta und Elwerath" (Gradabteilungsblatt 7830 Schwabmünchen, r 44 06 303, h 53 40 758, Spülprobe aus Teufe 354 m = ca. 190 m NN). Der Einzelzahn wurde von den Gewerkschaften Brigitta und Elwerath dankenswerterweise der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München zur Aufbewahrung überlassen.

Undorf: Fahlbusch 1964, S. 101; Fejfar 1972, S. 171.

Die stratigraphische Abfolge der Fundstellen und ihre Korrelation mit anderen europäischen Lokalitäten ist aus Tab. 1 (S. 66) ersichtlich.

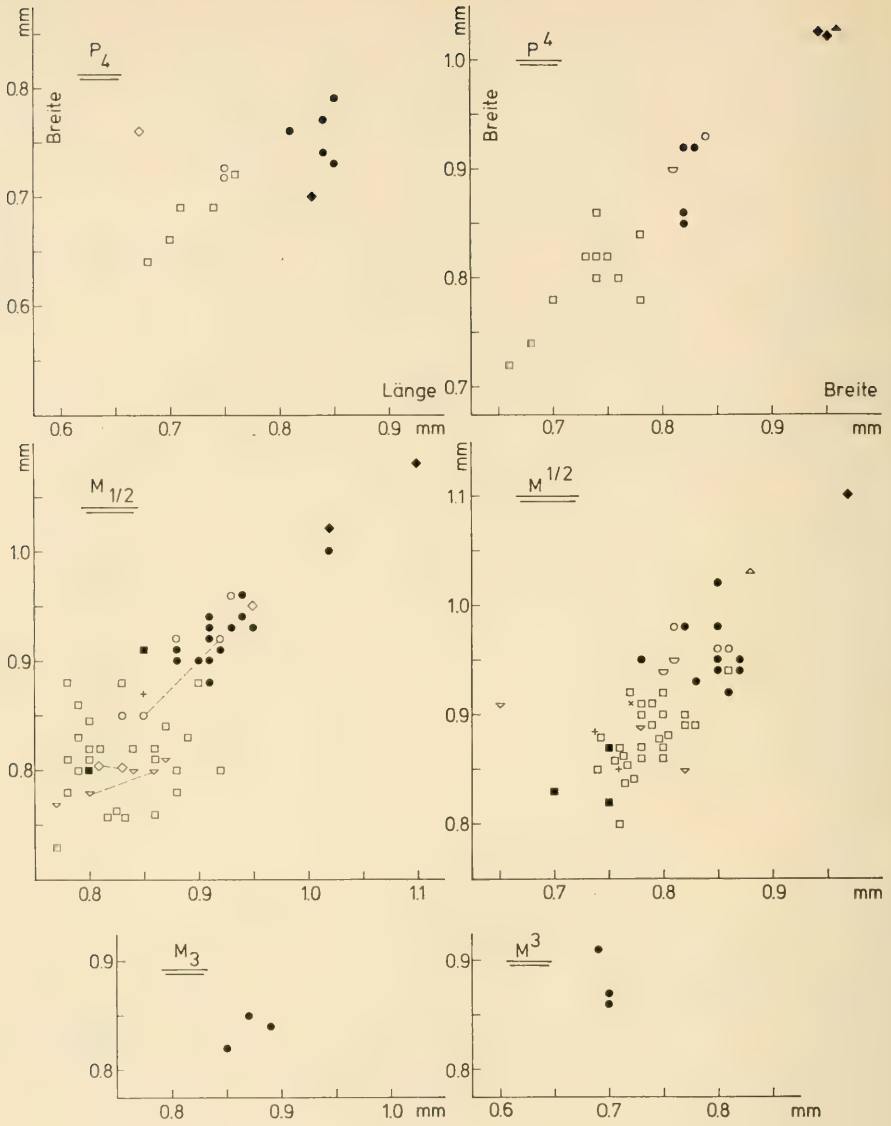
3. Beschreibung des Materials

3.1 Die *Leptodontomys*-Gruppe

Die Zuordnung europäischer Gebißreste „cricetoider" Eomyiden zu der zuerst aus Nordamerika beschriebenen Gattung *Leptodontomys* Shotwell 1956 durch Hugueney & Mein (1968) ist inzwischen durch mehrere Autoren bestätigt worden. Die charakteristischen Merkmale, durch welche sich die Arten beider Kontinente von *Eomys* und *Adjidaumo* unterscheiden, wurden von Fahlbusch (1973, S. 161) nochmals zusammengestellt. Dort wurde auch die Meinung vertreten, daß sich *Leptodontomys* wahrscheinlich in Europa aus einer Spätform der Gattung *Eomys* entwickelt habe — eine Meinung, welche jedoch noch der Bestätigung bedarf.

Die meisten Reste dieser Eomyiden wurden als *Leptodontomys catalaunicus*

Tabelle 1: Vorkommen von *Leptodontomys* und *Keramidomys* in der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns (links) und einigen europäischen Fundorten (rechts) in stratigraphischer Anordnung.


P4
Breite
Länge
mm
P4
Breite
Breite
M1/2
M1/2
M3
M3
▲ Schernfeld
△ Ivanovce
▽ Osztramos 1
▽ Lissieu
○ Can Llobateres
● Hammerschmiede
◆ Marktl
■ Giggenhausen
□ Anwil
◇ La Grive
+ Arroyo del Val
× Manchones

(Hartenberger 1967) bestimmt oder als diesem zumindest nahe verwandt. Eine eigene Art — *Leptodontomys bodvanus* — wurde für die Gebißreste aus dem Mittel-Pliozän von Osztramos 1 aufgestellt (Janossy 1972).

3.1.1 Hammerschmiede: *Leptodontomys catalaunicus* (Hartenberger 1967[2])

Material: 3 D_4, 5 P_4, 16 $M_{1/2}$, 3 M_3, 4 D^4, 4 P^4, 12 $M^{1/2}$, 3 M^3 (Inv. Nr. 1973 XIX 187—236). Abb. 2—3. Maße: siehe Abb. 1.

D_4 (Abb. 2 a—b): Die vier Haupthöcker sind durch schmale, niedrige Grate verbunden, die Synklinalen weit und flach. Das kurze und flache Anterolophid ist mit dem Protoconid nicht oder nur über einen niedrigen Grat schwach verbunden. Der Längsgrat verbindet Protoconid und Hypoconid und zeigt an zwei Zähnen hinter der Mitte eine kleine Verdickung; ein Mesolophid fehlt. Das niedrige Posterolophid ist mit dem Hypoconid nicht oder nur schwach verbunden und erreicht nicht den lingualen Zahnrand. Der Zahn besitzt zwei Wurzeln.

P_4 (Abb. 2 c—e): Der Umriß der Krone wirkt gedrungen. Das Metaconid ist kleiner als das Protoconid und diesem ohne einen Verbindungsgrat direkt angelehnt oder durch ein kurzes, niedriges Metalophid mit ihm verbunden. Stehen die beiden Vorderhöcker getrennt, so befindet sich vor dem Einschnitt zwischen beiden — an zwei Zähnen dem Metaconid genähert — eine kleine, isolierte Knospe; ein eigentliches Anterolophid fehlt. Der Längsgrat ist in seinem vorderen Teil meist dünn und läuft am Hinterabhang des Metalophid aus; nur bei einem Zahn zieht er bis zur Höhe dieses Grates hinauf. Bei zwei Zähnen ist der Längsgrat in seinem hinteren Teil verdickt, ohne Mesolophid; an zwei anderen ist das Mesolophid kurz bis halblang und transversal gerichtet; an einem Stück biegt es nach vorne um und endet am Hinterabhang des Metaconid. Das Posterolophid geht ohne deutlichen Knick aus dem Hypolophid hervor; die Verbindung zu diesem ist sehr dünn; es ist stets kurz und niedrig; die zwischen ihm und dem Hypolophid bzw. Entoconid gelegene flache Synklinale ist lingualwärts kaum abgeriegelt. Der Zahn besitzt zwei Wurzeln.

$M_{1/2}$ (Abb. 2 f—k): Der Umriß der Krone ist subquadratisch mit stark abgerundeten Ecken. Bei frischen Zähnen haben die Außenhöcker nahezu die Höhe der Innenhöcker; mit zunehmender Abkauung werden die Außenhöcker schneller abgenutzt als die inneren; erst bei sehr starker Usur entsteht eine fast ebene Abkaufläche. Das Anterolophid erreicht die Kronenseiten nicht, der labiale Teil ist kürzer und fällt steil ab. Mit dem Metalophid ist es durch einen nur gelegentlich stärker eingeschnürten Grat verbunden. An einem Zahn, der auch durch seine Größe auffällt (1973 XIX 100; vgl. S. 73), ist das Anterolophid mit dem Metaconid verbunden. Das Mesolophid liegt in der Verlängerung des Hypoconidvorderarmes und verläuft etwas nach vorne; es fehlt nur an einem Stück, sonst ist es kurz bis höchstens halblang und kann sich gelegentlich mit dem Hinterabhang des Metaconid verbinden;

Abb. 1: Längen-Breiten-Diagramme für europäische Vertreter der Gattung *Leptodontomys*. Die Maße für die außer-deutschen Belege wurden meist der Literatur entnommen.

[2]) Die Veröffentlichung dieser Arbeit erfolgte nicht — wie auf dem Separat angegeben — 1966, sondern erst 1967.

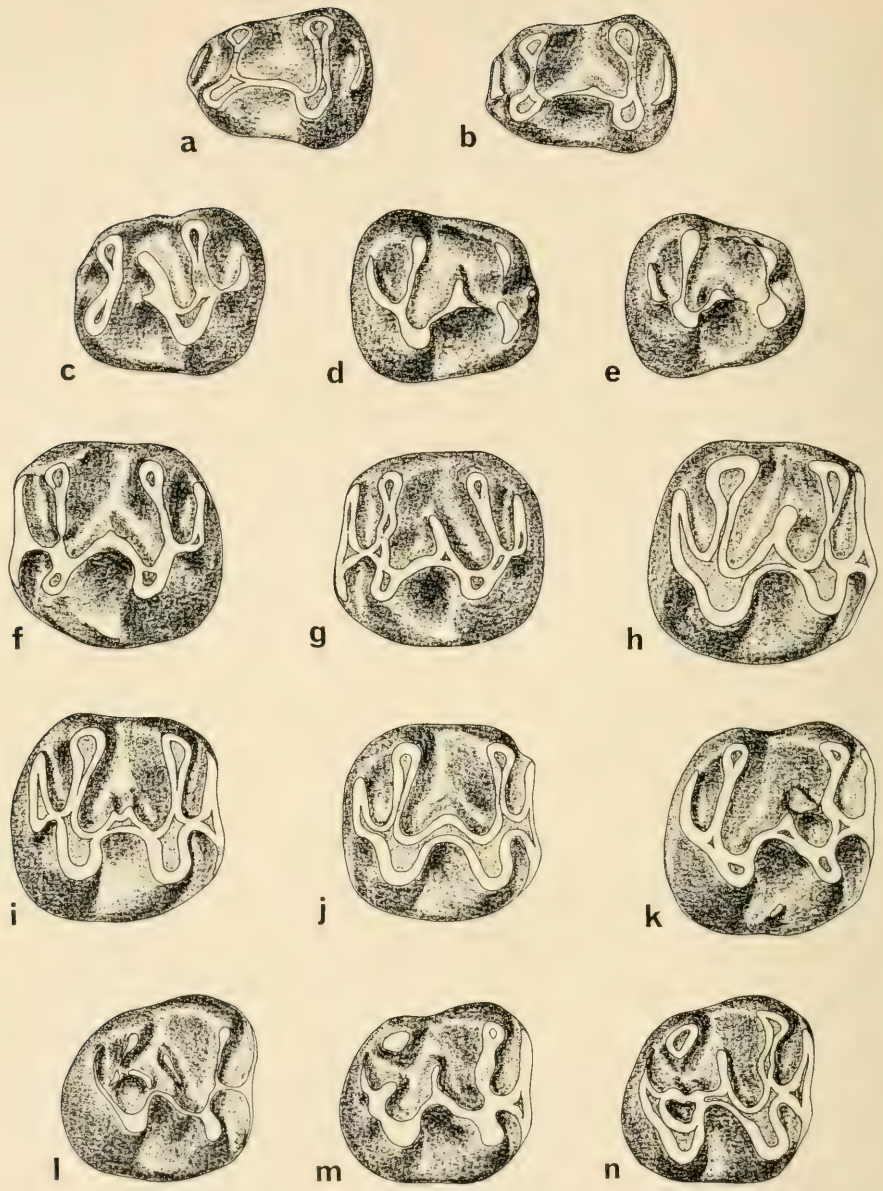


Abb. 2: *Leptodontomys catalaunicus* (HARTENBERGER 1967), untere Backenzähne, Hammerschmiede. a: li. D_4 (1973 XIX 187), b: li. D_4 (1973 XIX 189), c: li. P_4 (1973 XIX 190), d: re. P_4 (1973 XIX 194), e: re. P_4 (1973 XIX 191), f: li. $M_{1/2}$ (1973 XIX 197), g: li. $M_{1/2}$ (1973 XIX 196), h: re. $M_{1/2}$ (1973 XIX 205), i: re. $M_{1/2}$ (1973 XIX 204), j: re. $M_{1/2}$ (1973 XIX 208), k: re. $M_{1/2}$ (1973 XIX 206), l: re. M_3 (1973 XIX 211), m: re. M_3 (1973 XIX 212), n: re. M_3 (1973 XIX 213). ca. ×30.

nur an einem etwas beschädigten Zahn zeigt das Mesolophid eine deutliche Zweiteilung. Das Posterolophid ist relativ kurz und lingualwärts dem Hinterabhang des Entoconid flach angelehnt oder endet auch frei; der Übergang in das Hypolophid erfolgt meist in einem gleichmäßigen Bogen, gelegentlich ist der Grat vor der Einmündung deutlich eingeschnürt oder auch stark nach vorne umgebogen; an einem Zahn beobachtet man eine labialwärts gerichtete kurze Fortsetzung (Abb. 2 i). — Unter dem vorderen Teil der Krone befinden sich zwei, unter dem hinteren eine Wurzel.

M_3 (Abb. 2 l—n): Der vordere Teil der Krone gleicht dem der vorderen Molaren. Das Mesolophid ist halblang. Die hintere Hälfte ist verschmälert und im Bereich des Entoconid stärker abgerundet, ein Entoconid aber immer vorhanden. Dieses steht an allen Zähnen isoliert, das Hypolophid fehlt oder ist zu einem kurzen Sporn reduziert; an zwei Zähnen besteht stattdessen zwischen Hypoconidvorder- und -hinterarm eine direkte (Abb. 2 n) oder eine lingualwärts ausgebuchtete (Abb. 2 l) Gratverbindung. — Die Bewurzelung ist die gleiche wie an den vorderen Molaren.

D^4 (Abb. 3 a—c): Der Umriß der Krone ist trapezförmig, die größte Länge liegt im Bereich der Außenhöcker und wird durch den flachen, aber deutlichen Anteroloph bedingt. Die Höcker sind durch weite, muldenförmige Synklinalen getrennt. Der Protoloph ist schräg nach vorne gerichtet oder fehlt. Der Mesoloph ist nur gelegentlich als ganz kurzer Sporn am halbkreisförmig geschwungenen Längsgrat angedeutet. Der Posteroloph ist lang, erreicht aber nicht den labialen Zahnrand und verbindet sich nicht mit dem Metaconus.

P^4 (Abb. 3 d—e): Die größte Breite liegt im vorderen Teil der Krone. Von den vier vorliegenden Stücken ist eines stark abgekaut und leicht beschädigt, einem fehlt ein Anteroloph vollständig, ein Zahn besitzt einen deutlichen Anteroloph, einer zeigt einen Ansatz dazu und eine isolierte Knospe vor dem Paraconus. Ein Mesoloph ist immer vorhanden, aber an allen Zähnen kurz. Der Posteroloph erreicht nicht den labialen Zahnrand und endet frei.

$M^{1/2}$ (Abb. 3 f—k): Der Umriß der Krone ist gedrungen rechteckig mit gerundeten Ecken; die kürzeren, breiten Zähne sind wohl M^2 (z. B. Abb. 3 h—j), ohne daß jeweils eine sichere Unterscheidung zwischen M^1 und M^2 möglich ist. Die Außensynklinalen sind an der Basis U-förmig gestaltet, die Innensynklinalen V-förmig. Der Anteroloph erreicht den labialen Kronenrand nicht, die Verbindung zum Protoloph liegt nahe dem Protoconus; der linguale Teil des Anteroloph ist an allen Zähnen vorhanden, fällt aber schnell zur Kronenbasis ab und ist ± kurz. Der Mesoloph ist kurz und meistens etwas nach vorne gerichtet. Die Außenbucht wird bei fünf Zähnen durch einen kleinen Höcker abgedämmt. Der Posteroloph erreicht nicht den labialen Kronenrand, endet sogar vor dem Metaconus, ohne sich mit ihm zu verbinden.

M^3 (Abb. 3 l—n): Es liegen drei sicher als M^3 dieser Art zu bezeichnende Zähne vor. Die Krone ist deutlich breiter als lang und im rückwärtigen Teil stark reduziert; dennoch sind Hypoconus und Metaconus erkennbar. Die beiden vorderen Haupthöcker und der Anteroloph zeigen eine den $M^{1/2}$ entsprechende Ausbildung; an einem Zahn jedoch fehlt die Verbindung zwischen Anteroloph und Protoloph. Der Hypoconus behält seine ursprüngliche Gestalt zwar bei, ist aber wesentlich kleiner als der Protoconus und gegenüber jenem labialwärts verschoben. Die Innenbucht ist sehr schmal, aber an allen Zähnen vorhanden. Der Mesoloph ist — mit

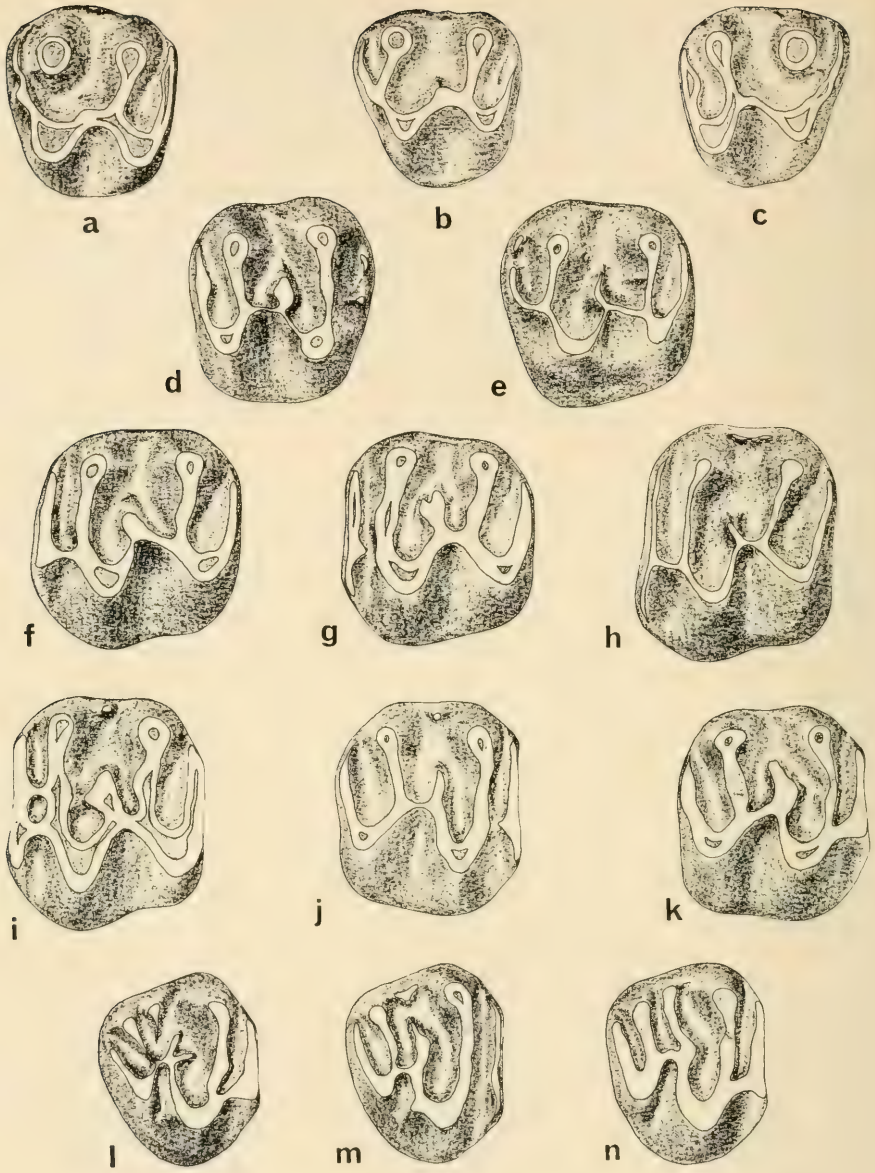


Abb. 3: *Leptodontomys catalaunicus* (Hartenberger 1967), obere Backenzähne, Hammerschmiede. a: li. D^4 (1973 XIX 217), b: li. D^4 (1973 XIX 214), c: re. D^4 (1973 XIX 216), d: re. P^4 (1973 XIX 220), e: li. P^4 (1973 XIX 221), f: li. $M^{1/2}$ (1973 XIX 223), g: li. $M^{1/2}$ (1973 XIX 224), h: li. $M^{1/2}$ (1973 XIX 225); i: li. $M^{1/2}$ (1973 XIX 233), j: re. $M^{1\,2}$ (1973 XIX 230), k: re. $M^{1/2}$ (1973 XIX 229), l: re. M^3 (1973 XIX 235), m: re. M^3 (1973 XIX 234), n: re. M^3 (1973 XIX 236). ca. ×30.

unruhigem Verlauf — halblang bis lang, an zwei Zähnen ist am labialen Kronenrand ein zusätzliches Höckerchen vorhanden. Ein Metaconus ist nur als labiale Verdickung des vom Hypoconus aus leicht rückwärts gerichteten Metaloph erkennbar. Der bei allen Zähnen vorhandene Posteroloph endet vor dem Metaconus, ohne sich mit ihm zu verbinden.

Bemerkungen und Vergleiche: Aus den Längen-Breiten-Diagrammen (Abb. 1) ist ersichtlich, daß *Leptodontomys* von Hammerschmiede mit den Stücken von Can Llobateres und Lissieu größenmäßig weitgehend übereinstimmt. Ob die wenigen P^4 von Can Llobateres repräsentativ sind, muß fraglich bleiben. Andererseits sind unsere Objekte durchschnittlich größer als die von Anwil, deren Maße aus den Diagrammen ENGESSER's in unsere übernommen wurden. Auch in einigen morphologischen Merkmalen, welche von ENGESSER besonders hervorgehoben wurden, sind die Beziehungen zu Can Llobateres enger als zu Anwil: Der Kronenumriß der $M_{1/2}^{1/2}$ ist stark abgerundet, die vorderen und hinteren Grate (im Zusammenhang mit dem Umriß) weniger lang als in Anwil; das Schlußcingulum der unteren Molaren ist selten gewinkelt; schließlich zeigen die M_3 von Hammerschmiede ähnliche Sonderbildungen im Bereich des Hypoconid-Entoconid wie der von ENGESSER (1972, Abb. 70/4) abgebildete Zahn von Can Llobateres. In der Gestalt der Synklinalen (vgl. ENGESSER 1972, S. 196) bestehen Beziehungen sowohl zu Can Llobateres wie zu Anwil. Bezüglich der Länge und des Verlaufs der Mittelsporne (kurz) fällt es bei den minutiösen Unterschieden schwer, engere Beziehungen zur einen oder anderen Fundstelle festzustellen, ohne alle Objekte direkt verglichen zu haben. Dennoch ergibt sich aus dem bisherigen Vergleich, daß die Zähne von Hammerschmiede denen von Can Llobateres sicher näher stehen als denen von Anwil, als deren Nachkommen sie betrachtet werden können. Es besteht eine so weitgehende Übereinstimmung, daß sie der Art von Can Llobateres direkt zugeordnet werden können: *Leptodontomys catalaunicus*.

Im wesentlichen die gleichen Unterschiede wie zu Anwil bestehen innerhalb der süddeutschen Molasse auch zu den wenigen Belegstücken von Giggenhausen (Kap. 3.1.2.), von denen sie taxonomisch getrennt bleiben müssen.

Im Vergleich zu den Zähnen von Marktl liegen — abgesehen von dem einzelnen P_4 aus Marktl — die Unterschiede in den niedrigeren Maßen der Zähne von Hammerschmiede, welche vorerst als spezifische Unterschiede zu deuten sind. Für einen morphologischen Vergleich ist das Material von Marktl zu gering. Unter den $M_{1/2}$ von Hammerschmiede fällt ein Zahn (1973 XIX 100) durch seine besondere Größe auf (vgl. Abb. 1). Ob er für Hammerschmiede eine selbständige, größere Art vertritt, muß vorläufig offen bleiben. Vorerst belasse ich das Stück mit Vorbehalt bei dem sonst einheitlichen Material von Hammerschmiede.

Alle älteren, z. T. nur kurz in der Literatur erwähnten Belege der Gattung *Leptodontomys* (Franzensbad, Neudorf, Arroyo de Val, Manchones, Strakonice, La Grive) stehen der kleineren Form von Anwil näher, so daß an dieser Stelle auf einen Vergleich verzichtet werden kann.

Verglichen mit *Leptodontomys bodvanus* aus dem Mittel-Pliozän von Osztramos 1, Ungarn (JÁNOSSY 1972), sind die Zähne von Hammerschmiede deutlich größer. In der geringen Länge des Anterolophid und Posterolophid deuten sich zwar Ähnlichkeiten an, doch zeigt andererseits die Art von Osztramos 1 außer dem sehr langen M_3 offenbar eine Tendenz zur Erhöhung und Ausdünnung der Grate und Höcker, verbunden mit einer Erweiterung der Synklinalen, so daß eine Identität mit dieser Art nicht gegeben ist.

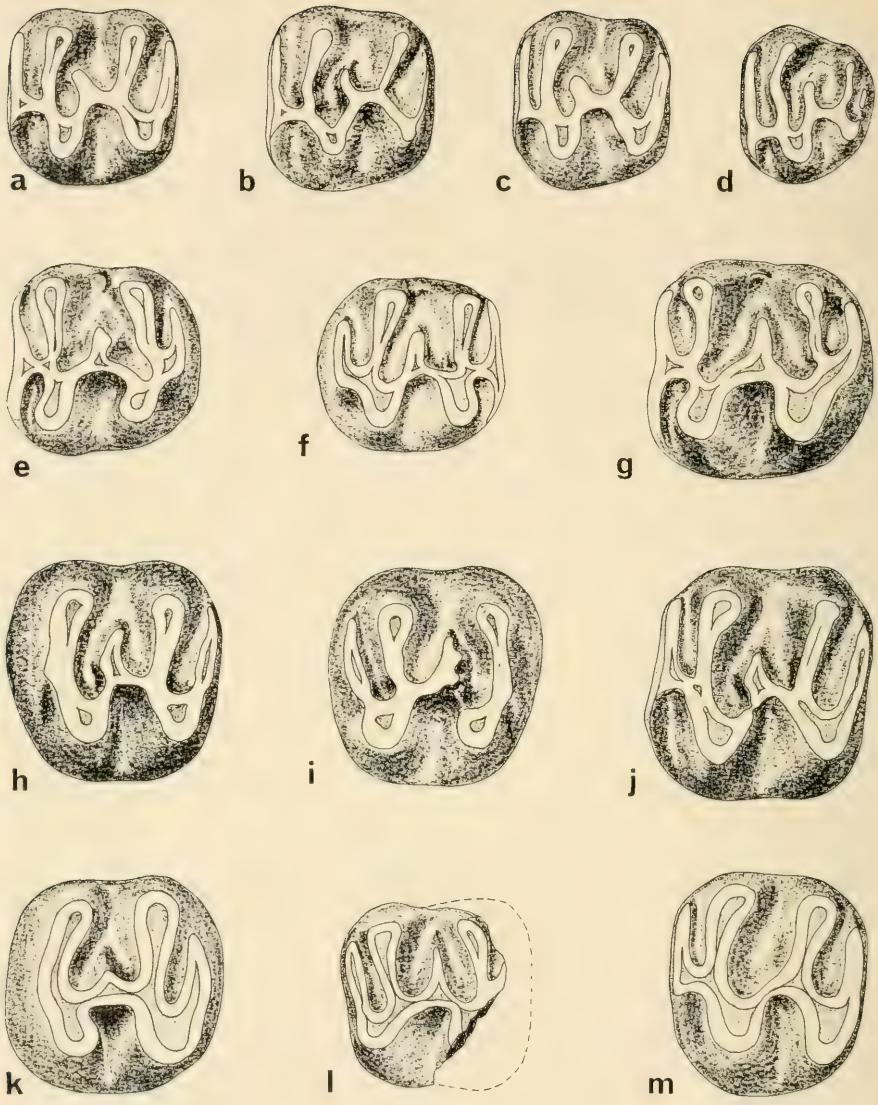


Abb. 4: a—f: *Leptodontomys* aff. *catalaunicus* (HARTENBERGER 1967), Giggenhausen, a: li. $M^{1/2}$ (1952 XIV 137), b: li. $M^{1/2}$ (1952 XIV 298), c: li. $M^{1/2}$ (1952 XIV 139), d: li. M^3 (1952 XIV 311), e: li. $M_{1/2}$ (1952 XIV 299), f: re. $M_{1/2}$ (1952 XIV 275). g—j: *Leptodontomys* n. sp. 1, Marktl, g: li. $M_{1/2}$ (1952 X 75), h: li. P^4 (1952 X 130), i: re. P^4 (1952 X 131), j: li. $M^{1/2}$ (1952 X 129). k—l: *Leptodontomys* n. sp. 3, Schernfeld, k: li. P^4 (1951 XXVI 57), l: re. $M^{1/2}$ (fragm., 1951 XXVI 117). m: *Leptodontomys* n. sp. 2, li. $M^{1/2}$, Slg. Prag (Nr. 65296). ca. ×30.

3.1.2 Giggenhausen: *Leptodontomys* aff. *catalaunicus* (Hartenberger 1967)

Material: 2 $M_{1/2}$, 3 $M^{1/2}$, 1 M^3 (Inv. Nr. 1952 XIV 137, 139, 275, 298—299, 311). Abb. 4 a—f. Maße: siehe Abb. 1.

Nach ihren Abmessungen fallen die wenigen *Leptodontomys*-Zähne aus Giggenhausen in den Variationsbereich der Anwiler Form (Engesser 1972, S. 196). Der Kronenumriß der unteren Molaren ist an einem Stück an den Ecken stark abgerundet, am anderen weniger deutlich. Der labiale Teil des Anterolophid ist bei einem Zahn relativ lang, beim anderen kurz. Das Mesolophid ist knapp halblang oder kurz und dann deutlich nach rückwärts abgeknickt. Die Außenbucht eines Zahnes zeigt eine Biegung nach rückwärts. Das Posterolophid ist an der Verbindungsstelle mit dem Hypolophid ± deutlich nach vorne umgeknickt. Beide Zähne besitzen zwei vordere und eine hintere Wurzel. — An den oberen Zähnen ist der labiale Teil des Anteroloph relativ lang, der Mesoloph kurz und schräg vorwärts gerichtet. Die Höcker — auch der unteren Zähne — sind durch relativ weite Synklinalen getrennt.

Das geringe Material läßt kaum Aussagen zu, ob es nach der Morphologie eher der Form von Anwil oder der von Can Llobateres entspricht. Die geringeren Maße — verglichen mit denen der Zähne von Can Llobateres — sprechen dafür, die Giggenhausener Zähne wie die von Anwil als *Leptodontomys* aff. *catalaunicus* zu bestimmen.

3.1.3 Marktl: *Leptodontomys* n. sp. 1

Material: 1 P_4?, 2 $M_{1/2}$, 2 P^4, 1 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1952 X 66, 75, 129—132). Abb. 4 g—j. Maße: siehe Abb. 1.

Obgleich in Marktl nur wenige Zähne gefunden wurden, belegen diese eine weitere, relativ große *Leptodontomys*-Art für die Molasse, größer als die von Anwil, Giggenhausen und Osztramos 1, aber auch größer als die von Hammerschmiede und Can Llobateres. Lediglich der etwas korrodierte P_4 ist kleiner als vergleichbare Zähne von Hammerschmiede; ob sich darin die Existenz zweier Arten widerspiegelt, muß vorerst offen bleiben. An den P^4 fehlt der Anteroloph. Der Mesoloph ist kurz bis halblang und schräg vorwärts gerichtet, das Mesolophid halblang und transversal, am P_4 erreicht es — ab der Mitte sehr dünn — sogar den lingualen Kronenrand. Wegen der von allen anderen Arten stark abweichenden Größe werden die Stücke (bei fraglicher Zugehörigkeit des P_4) in Unterscheidung von den Objekten aus Ivanovce und Schernfeld als *Leptodontomys* n. sp. 1 bestimmt.

3.1.4 Ivanovce: *Leptodontomys* n. sp. 2

Material: 1 $M^{1/2}$, Slg. Ústředni Ústav Geologický Praha (Nr. 65296). Abb. 4 m. Maße: siehe Abb. 1.

Der Zahn ist etwas größer als entsprechende von Hammerschmiede und Can Llobateres, aber kleiner als der von Marktl. Er fällt durch seinen rundlichen Kronenumriß und das völlige Fehlen eines Mesoloph auf, wodurch er sich auch von den Schernfelder Zähnen unterscheidet. Gegenüber *L. bodvanus* ist er deutlich größer und durch die plumperen, dichter stehenden Höcker unterschieden. Der Zahn kann keiner der bisher bekannten Arten zugeordnet werden und soll daher als *Leptodontomys* n. sp. 2 bezeichnet werden.

3.1.5 Schernfeld: *Leptodontomys* n. sp. 3

Material: 1 P^4, 1 fragm. $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1951 XXVI 57, 117). Abb. 4k—l. Maße siehe Abb. 1.

Der bereits von Dehm (1962, S. 51) beschriebene linke P^4 (Abb. 4 k) stimmt größenmäßig mit denen von *Leptodontomys* n. sp. 1 aus Marktl überein, weicht jedoch durch den nur kurzen Mesoloph ab, welcher allerdings bei dem fragmentären $M^{1/2}$ (Abb. 4 l) mehr als halblang ist. Ob die beiden Schernfelder Objekte, die auch in der Größe verschieden sind, einer Art angehören, ist nicht sicher zu entscheiden. Übereinstimmung mit dem Zahn von Ivanovce besteht in dem plumpen Bau der Höcker mit sehr engen Synklinalen dazwischen, worin sich beide von *L. bodvanus* unterscheiden. Daß die Belege von Ivanovce und Schernfeld (zumindest der P^4) derselben Art angehören, ist trotz des in Ivanovce fehlenden Mesoloph denkbar. Dennoch soll der Zahn von Schernfeld vorerst als *Leptodontomys* n. sp. 3 getrennt gehalten werden, da die taxonomische und systematische Stellung nur mit Hilfe umfangreicheren Materials sicherer beurteilt werden kann.

3.1.6 Zusammenfassung: *Leptodontomys* in Süddeutschland

Aus der in Tab. 1, S. 66, gegebenen Übersicht über die bisherige Dokumentation ergibt sich, daß die Gattung *Leptodontomys* ein langlebiges Element innerhalb europäischer Kleinsäugerfaunen darstellt. Für das Gebiet der Molasse zeigt sich jedoch, daß an der Vielzahl von Fundstellen, welche *Keramidomys* lieferten, nur die jüngsten — mit Giggenhausen beginnend — auch *Leptodontomys* enthalten (in Hammerschmiede fehlt *Keramidomys).* Stratigraphische Ursachen können für diesen Befund nicht verantwortlich gemacht werden, wie der Nachweis der Gattung in Nachbarländern zeigt, deren zeitliche Äquivalente in der süddeutschen Molasse sicher enthalten sind. Auch Methoden der Materialgewinnung können nicht als Erklärung dienen, da die gleichermaßen kleinen *Keramidomys*-Zähne ja gefunden wurden. Da *Leptodontomys* im Bereich der Molasse erst mit dem Zurücktreten der Cricetiden gegen bzw. nach Ende des Miozäns häufiger wird, liegt es nahe, an eine Konkurrenz zwischen Cricetiden und *Leptodontomys* zu denken, in der letzterer unterlag; da aber an tschechischen, französischen und spanischen Fundstellen *Leptodontomys* mit Cricetiden zusammen auftritt, befriedigt auch diese Deutung nicht völlig. So ist schließlich an ökologische Faktoren zu denken, welche die Gattung *Leptodontomys* für größte Teile des Miozäns an der Ausbreitung im Gebiet der Molasse gehindert haben könnten, ohne daß wir diese Faktoren derzeit zu spezifizieren in der Lage wären.

Unter Einbeziehung der außerdeutschen Belege von *Leptodontomys* läßt sich feststellen, daß die Gattung während des gesamten Miozäns keine wesentlichen Wandlungen durchmachte. Erst an der Wende zum Pliozän (zwischen Anwil/Giggenhausen und Hammerschmiede/Can Llobateres) wird eine Größenzunahme mit geringfügigen morphologischen Änderungen erkennbar. Nach dem bisher vorliegenden Material zu urteilen dürften die meisten Belege einer einzigen Entwicklungslinie angehören mit der Entwicklung von *Leptodontomys catalaunicus* aus *L.* aff. *catalaunicus* (wenn aus dem Niveau von Can Llobateres reicheres Material vorliegt, wird sich die spezifische Trennung sicherer erkennen lassen). Eine Differenzierung in der Phyologenie wird im untersten Pliozän erkennbar mit dem Auftreten einer

relativ großen Art (*Leptodontomys* n. sp. 1 von Marktl) und dem Persistieren einer morphologisch abgewandelten kleinen Art: *Leptodontomys bodvanus*. An welche dieser Entwicklungslinien schließlich die beiden jüngsten Belege (Ivanovce, Schernfeld) anzuschließen sind, kann erst mit Hilfe reicheren Materials entschieden werden.

Zur Frage der kürzlich von mir diskutierten Abstammung der Gattung *Leptodontomys* (Europa oder Amerika oder getrennt auf beiden Kontinenten ?; vgl. Fahlbusch 1973, S. 161) liefern die hier beschriebenen Materialien keine neuen Gesichtspunkte.

3.2 Die *Keramidomys*-Gruppe

Angehörige der Gattung *Keramidomys* (von Hartenberger 1967) zunächst als Untergattung von *Pseudotheridomys* aufgefaßt) sind mittlerweile vom mittleren Miozän (Vieux Collonges) bis in das Pliozän nachgewiesen und haben schließlich in *Estramomys* sogar noch einen pleistozänen Nachkommen. Sie gehören zu den kleinsten Säugetieren und sind bisher nur aus Europa bekannt. Sie leiten sich mit ziemlicher Sicherheit von aquitanen Vertretern der Gattung *Pseudotheridomys* ab (Fahlbusch 1973, S. 157; vgl. auch Fahlbusch 1968), von denen sie neben verschiedenen morphologischen Details vor allem durch die geringere Größe und die vierwurzeligen M_{1-2} unterschieden sind.

Aus dem Gebiet der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns ist *Keramidomys* von 15 Lokalitäten nachgewiesen, von denen jedoch nur Sandelzhausen, Schönenberg und Giggenhausen leidlich gute Kollektionen geliefert haben.

Bisher wurden sechs verschiedene Arten beschrieben. Für deren Unterscheidung wurde von den Bearbeitern neben der absoluten Größe dem Verlauf der Transversalgrate, der relativen Länge der Synklinalen und der Ausbildung des Mesoloph(id) besondere Beachtung beigemessen. In welchem Ausmaß diese Merkmale artspezifisch sind, soll später diskutiert werden (S. 81).

3.2.1 Sandelzhausen: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 6 P_4, 12 $M_{1/2}$, 2 P^4, 5 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1959 II 72, 467—490). Abb. 6. Maße: siehe Abb. 5.

P_4 (Abb. 6 a—d): Protoconid und Metaconid sind durch ein nach rückwärts konvexes Metalophid verbunden. Das Anterolophid ist mit dem Protoconid verbunden, am Metaconid aber unterbrochen, wodurch ein nach vorne offener Trichter entsteht; an einem Zahn (Abb. 6 d) ist es von beiden Haupthöckern ein wenig abgesetzt. Das Mesolophid ist niedriger als das Metalophid und oft mit der Metaconid-Rückseite verbunden (Abb. 6 c—d), kann aber auch frei enden (Abb. 6 b); an einem Zahn (1959 II 468) ist es gegen die Innenseite der Krone hin unterbrochen. Die Verbindung zwischen dem Längsgrat, der hinter dem Protoconid schräg rückwärts verläuft, und dem Protoconid kann sehr schwach sein (Abb. 6 a, d). Die hintere Innensynklinale ist stets geschlossen.

$M_{1/2}$ (Abb. 6 e—i): Alle Transversalgrate verlaufen untereinander ± parallel. Das Anterolophid ist lang und bei wenig abgekauten Zähnen sowohl vom Protoconid wie vom Metaconid getrennt. Das Mesolophid, das stets niedriger als das Metalophid und Hypolophid ist, erreicht den lingualen Zahnrand und biegt dort in die

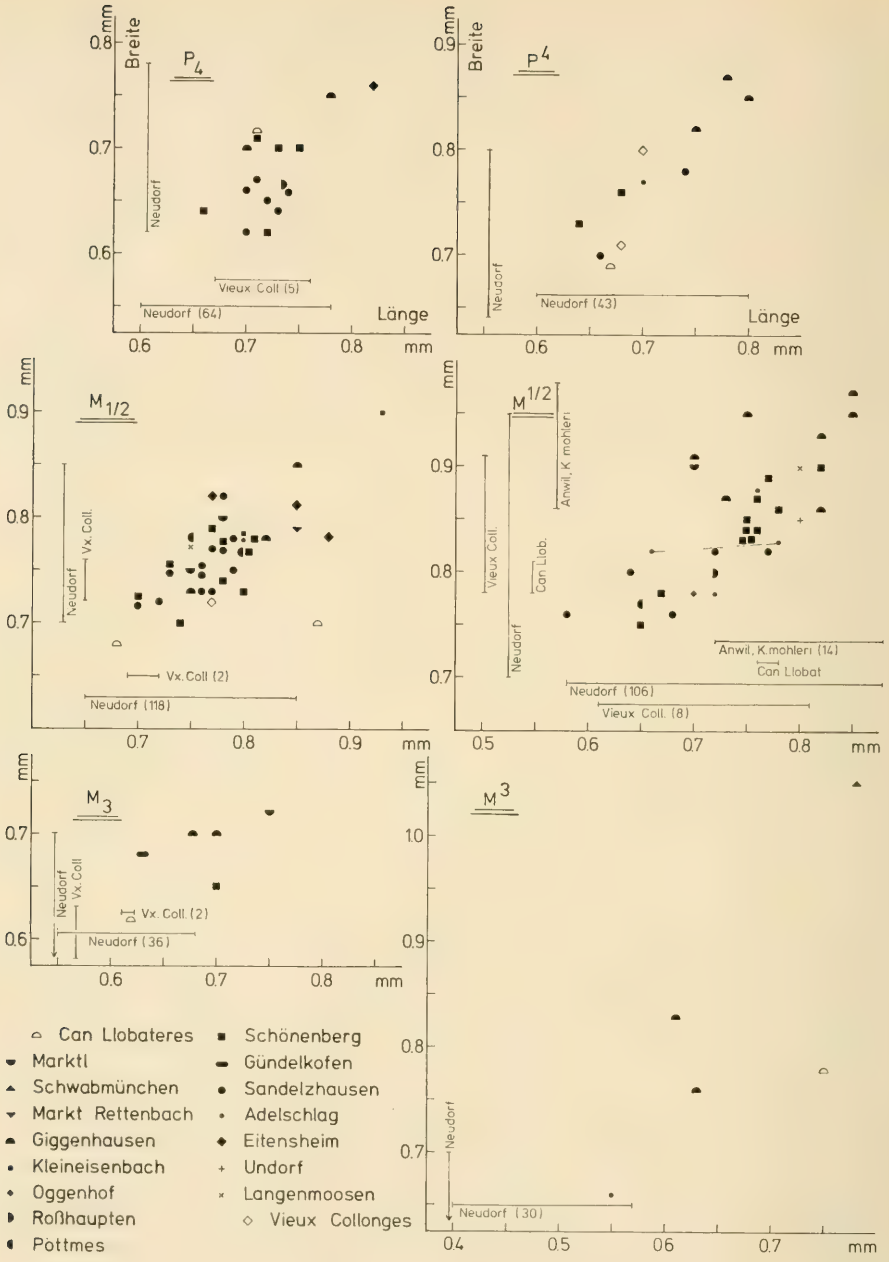


Abb. 5: Längen-Breiten-Diagramme für *Keramidomys*. Die Maße für die außer-deutschen Belege wurden meist der Literatur entnommen.

vom Metaconid herabziehende Kante ein, so daß die Innensynklinale II meist ± deutlich abgeriegelt ist. — Die Krone besitzt vier stiftförmige Wurzeln.

P^4 (Abb. 6 j—k): Ein Anteroloph ist nur an einem Zahn als kurzer, flacher Sporn angedeutet (Abb. 6 k). Die Verbindung zwischen Längsgrat und Protoloph ist schwach (Abb. 6 j) oder ganz unterbrochen (Abb. 6 k). Der Mesoloph ist an einem Zahn sehr kurz, am anderen erreicht er den Zahnrand und legt sich dem Paraconus eng an.

$M^{1/2}$ (Abb. 6 l—p): Der Protoloph verläuft parallel zu den anderen Graten, kann aber lingualwärts auch leicht nach vorne gerichtet sein; dementsprechend ist die Außensynklinale I teils länger, teils stärker reduziert; bei den M^2 scheint sie durchschnittlich kürzer zu sein als an den M^1. Der Mesoloph erreicht den Zahnrand an drei von fünf Zähnen nicht ganz, nähert sich aber stets dem Paraconus. Die Innensynklinale steht mit der Außensynklinale II in durchgehender Verbindung; nur an einem Zahn (Abb. 6 o) sind sie geringfügig voneinander getrennt. Die Synklinale III ist mehrfach leicht oder auch deutlich (Abb. 6 p) abgeriegelt („Ectoloph"-Bildung). Paraconus und Metaconus sind höher als die übrige Krone.

Vergleiche: siehe Kap. 3.2.3 (S. 81).

3.2.2 Schönenberg: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 7 P_4, 8 $M_{1/2}$, 1 M_3, 1 P^4, 11 $M^{1/2}$, 1 zahnloses Mandibelfragment (Inv. Nr. 1966 IX 5—34). Abb. 7. Maße siehe Abb. 5.

P_4 (Abb. 7 a—c): Das Anterolophid besteht aus kurzen Spornen, welche vom Metaconid und/oder Protoconid ausgehen oder auch einem ± isolierten Grat. Die Verbindung zwischen Längsgrat (häufig schräg gestellt) und Protoconid kann fast unterbrochen sein. Das Mesolophid endet am lingualen Zahnrand teils frei, teils ist es mit dem Metaconid verbunden; an einem Zahn (Abb. 7 a) erreicht es den Zahnrand nicht; hier zieht vom Metaconid ein schmaler, flacher Grat rückwärts bis an die Basis des Entoconids.

$M_{1/2}$ (Abb. 7 d—i): Das Anterolophid endet beiderseits frei oder ist mit dem Protoconid verbunden; an einem Zahn besteht eine schmale Verbindung zum Metalophid. Das Mesolophid ist lang und endet am Kronenrand frei oder ist mit dem Metaconid verbunden; an einem Zahn ist das Mesolophid am Längsgrat unterbrochen. Das Hypolophid ist labialwärts häufig leicht nach vorne gebogen und mündet dann direkt in den Längsgrat ein.

M_3 (Abb. 7 j): Der Zahn ist geringfügig kleiner als die vorderen Molaren, jedoch nur im Bereich des Entoconids etwas reduziert, welches mit dem langen Mesolophid in direkte Verbindung tritt. Die Innensynklinale II ist etwas abgeriegelt, das Anterolophid mit dem Metaconid verbunden.

P^4 (Abb. 7 k): Der Längsgrat ist hinter dem Wall-artigen Protoloph, der keine Erhöhung der vorderen Haupthöcker zeigt, unterbrochen. Ein Anteroloph fehlt. Der Mesoloph erreicht den Zahnrand nicht und endet frei.

$M^{1/2}$ (Abb. 7 l—r): Bei den meisten Zähnen handelt es sich wohl um M^1. Die Außensynklinale I ist immer deutlich ausgebildet, erreicht aber nicht die Länge der Synklinale III. Der Protoloph verläuft an den meisten Zähnen ± transversal. Die Außensynklinale II ist mit der Innensynklinale verbunden. Der Mesoloph ist lang, zeigt aber bei fünf Zähnen deutliche Unterbrechungen (bei vier Zähnen nahe dem Labialrand, wodurch ein isoliertes „Mesostyl" entsteht); an fünf Zähnen ist der Me-

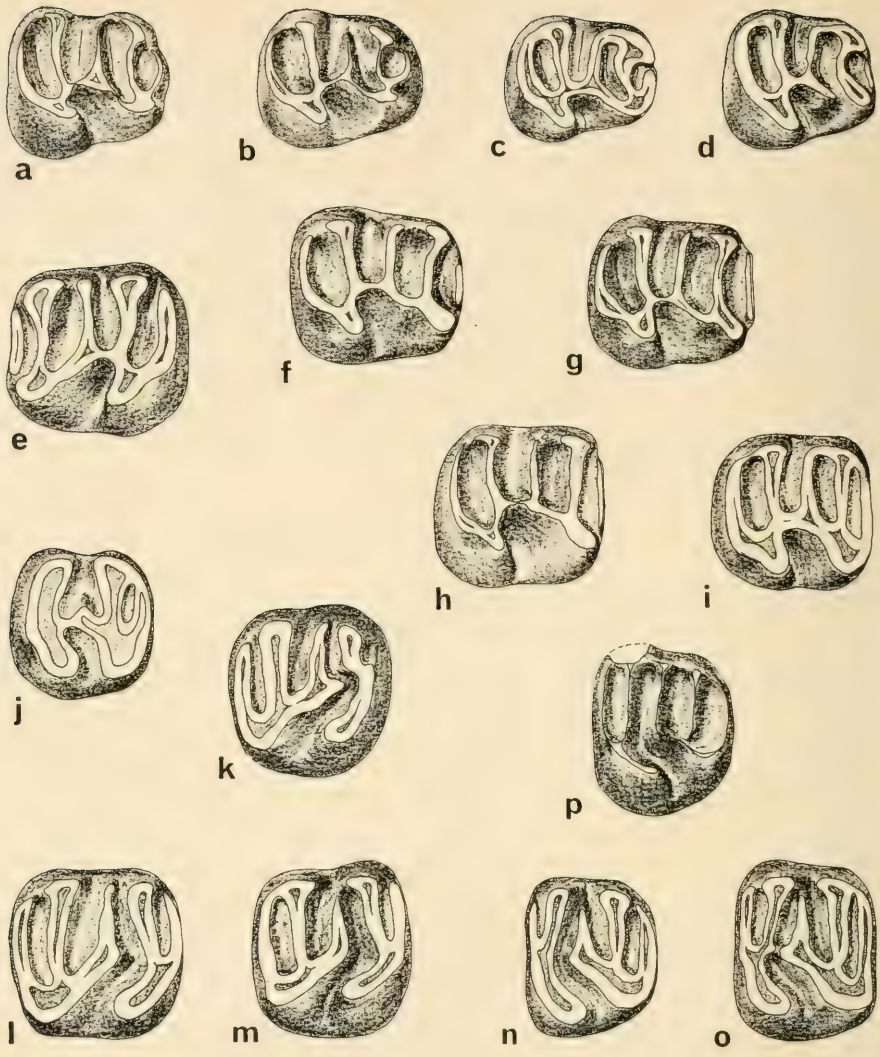


Abb. 6: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953), Sandelzhausen, a: re. P_4 (1959 II 470), b: re. P_4 (1959 II 469), c: re. P_4 (1959 II 471), d: re. P_4 (1959 II 472), e: li. $M_{1/2}$ (1959 II 477), f: re. $M_{1/2}$ (1959 II 483), g: re. $M_{1/2}$ (1959 II 478), h: re. $M_{1/2}$ (1959 II 72), i: re. $M_{1/2}$ (1959 II 481), j: li. P^4 (1959 II 484), k: re. P^4 (1959 II 485), l: re. $M^{1/2}$ (1959 II 490), m: re. $M^{1/2}$ (1959 II 489), n: li. $M^{1/2}$ (1959 II 486), o: li. $M^{1/2}$ (1959 II 487), p: li. $M^{1/2}$ (1959 II 488). ca. ×30.

soloph dem Paraconus genähert oder angelehnt, wodurch die Außensynklinale II leicht abgeriegelt ist; an allen anderen Stücken sind die Synklinalen II und III ± offen (III immer weiter als II); zu einer Ectoloph-Bildung kommt es nur an einem Zahn (Abb. 7 r), bei dem es sich um einen M^2 handelt.

Das Kieferfragment zeigt das Alveolenmuster der vierwurzeligen M_{1-2}, wobei jeweils die hinteren Wurzeln kräftiger gewesen sein müssen als die vorderen.

3.2.3 Vergleiche für Sandelzhausen und Schönenberg

Die Maße der beiden Populationen (vgl. Abb. 5) entsprechen einander weitgehend. Die größeren Werte der $M^{1/2}$ von Schönenberg gegenüber denen von Sandelzhausen ergeben sich daraus, daß aus Schönenberg überwiegend M^1 vorliegen, von Sandelzhausen dagegen mehr M^2 (von einer Unterscheidung dieser beiden Zähne wurde allgemein abgesehen, da sie nicht immer sicher durchzuführen ist). Auch in den morphologischen Merkmalen sind sich die beiden Fundorte sehr ähnlich. Ein Unterschied besteht lediglich darin, daß in Schönenberg die Zahl der Zähne mit unterbrochenem oder reduziertem Mesoloph an den $M^{1/2}$ relativ groß ist, während an den Sandelzhausener Stücken solche Erscheinungen nicht beobachtet werden können. Offenbar liegt dieser Unterschied aber auch darin begründet, daß in Schönenberg mehr M^1 vorliegen, d. h. daß derartige Reduktionen am M^1 häufiger auftreten als am M^2, was sich auch an den von Fejfar (1974, Abb. 18—19) gegebenen Abbildungen bestätigt. Die Schlußfolgerung, daß es sich hierbei um ein evoluierteres Stadium handelt, die Zähne von Schönenberg also jünger sind als die von Sandelzhausen, darf ohne umfangreicheres Material vorerst nicht gezogen werden.

Gegenüber *Keramidomys carpathicus* von Neudorf (vgl. Fejfar 1974) lassen sich weder in der Größe noch in der Morphologie gewichtige Unterschiede feststellen. Die in der Literatur besonders hervorgehobene Länge der Synklinale I und der Verlauf der beiden vorderen Transversalgrate am $M^{1/2}$ (parallel oder lingualwärts konvergierend), sowie die Länge des Mesoloph und die Tendenz zur Ectoloph-Bildung variieren zu stark, als daß hiernach Unterschiede zwischen den Fundorten festzustellen wären, jedenfalls nicht aufgrund des bisher vorliegenden Materials. Aus den gleichen Gründen ist auch ein Vergleich mit *Keramidomys thaleri* (Hugueney & Mein 1968) schwierig, von dem bis jetzt nur sehr wenige Stücke bekannt sind. Zwar finden sich in Sandelzhausen wie in Schönenberg Zähne, welche denen von Vieux Collonges gleichen, ebenso aber gleichen sie entsprechenden von Neudorf. Bei der großen Ähnlichkeit beider Arten wären signifikante Unterschiede zwischen ihnen lediglich mit Hilfe variationsstatistischer Untersuchungen an umfangreicheren Populationen festzustellen.

Für *Keramidomys* von Sansan stellte Baudelot (1972, S. 338) die Art *K. octaviae* auf. Alle dort angeführten Unterscheidungsmerkmale sind jedoch innerhalb der normalen Variabilität von *K. carpathicus* auch anzutreffen. Für die Molaren werden drei Wurzeln angegeben, womit *K. octaviae* die einzige Art mit drei Wurzeln wäre, was jedenfalls einer Überprüfung bedarf. Nach der Morphologie der Zahnkronen ist die Art *Keramidomys octaviae* als jüngeres Synonym zu *Keramidomys carpathicus* nicht aufrecht zu erhalten.

Die von Sandelzhausen und Schönenberg vorliegenden Eomyiden müssen *Keramidomys carpathicus* zugeordnet werden.

Abb. 7: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953), Schönenberg, a: li. P_4 (1966 IX 6), b: re. P_4 (1966 IX 7), c: re. P_4 (1966 IX 8), d: li. $M_{1/2}$ (1966 IX 11), e: li. $M_{1/2}$ (1966 IX 13), f: li. $M_{1/2}$ (1966 IX 14), g: li. $M_{1/2}$ (1966 IX 12), h: re. $M_{1/2}$ (1966 IX 15), i: re. $M_{1/2}$ (1966 IX 18), j: re. M_3 (1966 IX 20), k: re. P^4 (1966 IX 22), l: li. $M^{1/2}$ (1966 IX 24), m: li. $M^{1/2}$ (1966 IX 28), n: li. $M^{1/2}$ (1966 IX 23), o: li. $M^{1/2}$ (1966 IX 26), p: re. $M^{1/2}$ (1966 IX 29), q: li. $M^{1/2}$ (1966 IX 27), r: re. $M^{1/2}$ (1966 IX 30). ca. ×30.

3.2.4 Weitere *Keramidomys*-Belege aus der „älteren" und „mittleren" Serie der Oberen Süßwasser-Molasse

Langenmoosen: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 1 M_2, 1 M^1 (Inv. Nr. 1951 XXVII 225—226). Abb. 8 a—b. Maße: siehe Abb. 5.

Die beiden Molaren liegen nach ihren Maßen in den Variationsbereichen der Objekte von Neudorf, Sandelzhausen und Schönenberg. Auch in der Morphologie gleichen sie entsprechenden Zähnen jener Populationen: Anterolophid des M_2 beiderseits frei, Mesolophid lang und mit dem Metaconid verbunden; Synklinale I des stärker abgekauten M^1 etwas kürzer als Synklinale III und IV; Mesoloph lang und frei endend; schwache labiale Abriegelung der Synklinalen II und III; Protoloph lingualwärts etwas nach vorne gerichtet. Damit müssen die Zähne *Keramidomys carpathicus* zugeordnet werden. Für den M_2 besteht jedoch die nahezu völlige Übereinstimmung auch mit einem zum Vergleich vorliegenden Zahn von *Keramidomys thaleri* aus Vieux Collonges (Abb. 8 d), was die Unsicherheiten bei der Unterscheidung beider Arten unterstreicht.

Undorf: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 1 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1955 XXVIII 4). Abb. 8 c. Maße: siehe Abb. 5.

Bei ähnlicher Größe wie der entsprechende Zahn von Langenmoosen unterscheidet er sich von jenem dadurch, daß alle Synklinalen labialwärts offen sind und der Mesoloph knapp vor dem Zahnrad endet. Da auch diese Ausbildung in Neudorf und Sandelzhausen vertreten ist, muß der Zahn ebenfalls zu *Keramidomys carpathicus* gestellt werden, obgleich die Fundstelle sicher älter ist (Fejfar 1972, S. 171; vgl. Tab. 1, S. 66).

Adelschlag: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 1 $M_{1/2}$, 1 P^4-M^3 (isol. Zähne eines Individuums), 2 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1956 XII 2—8). Abb. 8 f. Maße: siehe Abb. 5.

Die vier Zähne der Abb. 8 f stammen aus einer kleinen Schlämmprobe und gehören mit höchster Wahrscheinlichkeit zu einem Individuum. Auch hier, wie für die übrigen Zähne, wäre es möglich, sie sowohl *Keramidomys carpathicus* wie *K. thaleri* zuzuordnen. Lediglich der M^3 ist etwas weniger reduziert als viele der von Fejfar (1974) beschriebenen Stücke. Solange *K. thaleri* in seinen Unterschieden zu *K. carpathicus* nicht sicherer zu beurteilen ist, muß man auch hier bei einer Bestimmung als *Keramidomys carpathicus* bleiben.

Gündlkofen: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 1 M_3 (Inv. Nr. 1952 XVIII 35). Abb. 8 g. Maße: siehe Abb. 5.

Sowohl in den Maßen wie in der Kronenmorphologie stimmt der Zahn mit entsprechenden von Neudorf vollständig überein und kann daher nur zu *Keramidomys carpathicus* gestellt werden.

Pöttmes: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 2 $M_{1/2}$, 1 fragm. $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1958 XIII 21—23). Abb. 8 j—k. Maße: siehe Abb. 5.

Die drei Zähne liegen bezüglich der Größe und der Morphologie innerhalb der Variationsbreite von *Keramidomys carpathicus* von Neudorf und den bisher behandelten Molasse-Fundstellen.

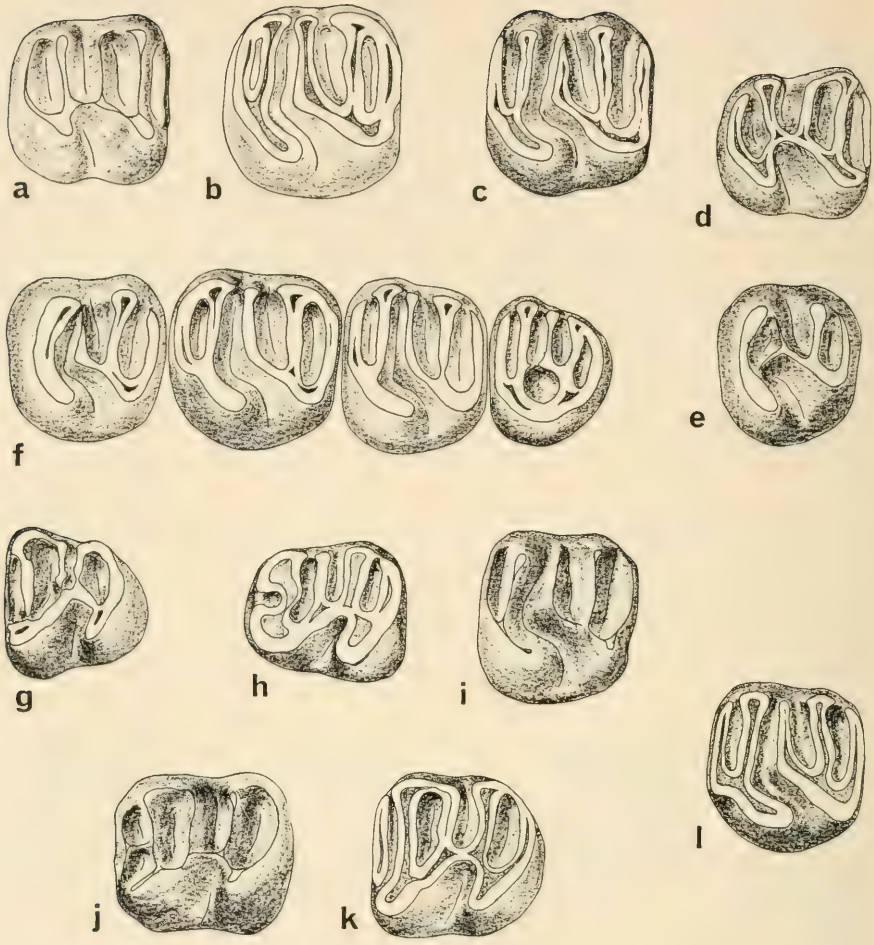


Abb. 8: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953) (a—c, f—l) und *Keramidomys thaleri* (Hugueney & Mein 1968) (d—e). a—b: Langenmoosen, a: re. M_2 (1951 XXVII 326), b: li. $M^{1/2}$ (1951 XXVII 325). c: Undorf, li. $M^{1/2}$ (1955 XXVIII 4). d—e: Vieux Collonges (Slg. Villeurbanne), d: re. M_2, e: li. P^4. f: Adelschlag, li. P^4—M^3 (1956 XIX 2—5). g: Gündlkofen, li. M_3 (1952 XVIII 35). h—i: Roßhaupten, h: li. P_4 (1959 XXV 140), i: li. $M^{1/2}$ (1959 XXV 141). j—k: Pöttmes, j: li. $M_{1/2}$ (1958 XIII 21), k: li. $M_{1/2}$ (1958 XIII 22). l: Oggenhof, li. $M^{1/2}$ (1963 IX 143). ca. ×30.

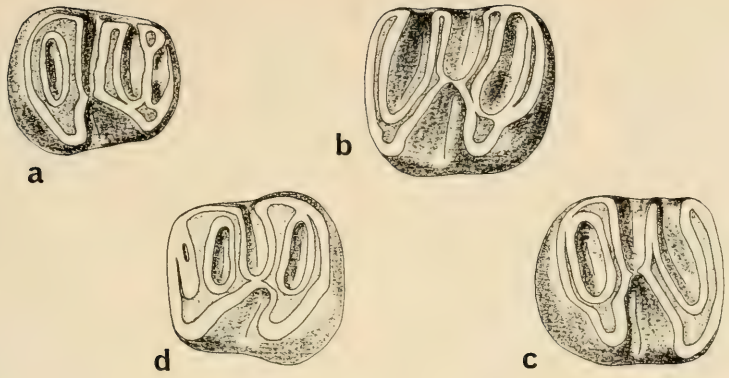


Abb. 9: *Keramidomys* n. sp., Eitensheim, a: re. P_4 (1956 XVIII 14), b: li. $M_{1/2}$ (1956 XVIII 17), c: re. $M_{1/2}$ (1956 XVIII 16), d: li. M_1 (1956 XVIII 15). ca. ×30.

Roßhaupten: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 1 P_4, 1 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1959 XXV 140—141). Abb. 8 h—i. Maße: siehe Abb. 5.

Beide Backenzähne unterscheiden sich morphologisch und größenmäßig nicht von denen der besser belegten Molasse-Fundstellen oder Neudorf.

Oggenhof: *Keramidomys carpathicus* (Schaub & Zapfe 1953)

Material: 1 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1963 IX 143). Abb. 8 l. Maße: siehe Abb. 5.

Der einzige Beleg entspricht vergleichbaren Zähnen anderer Molassefundstellen bzw. von Neudorf und ist ebenfalls als *Keramidomys carpathicus* zu bestimmen.

Eitensheim: *Keramidomys* n. sp.

Material: 1 P_4, 3 $M_{1/2}$ (Inv. Nr. 1956 XVIII 14—17). Abb. 9. Maße: siehe Abb. 5.

Mit Ausnahme des in Abb. 9 d dargestellten Zahnes liegen die Belegstücke in ihrer Größe etwas oberhalb der Variationsbreite von *Keramidomys carpathicus*. Noch stärker weicht die Morphologie der Zahnkronen ab. Am P_4 ist neben dem prallelen Verlauf aller Transversalgrate das breite Mesolophid und das stark gestreckte Metalophid auffallend (vgl. dazu Abb. 6—7). Den beiden $M_{1,2}$ (Abb. 9 b—c) fehlt ein Anterolophid völlig, so daß die Innensynklinale I nicht ausgebildet ist. Innensynklinale II (also die vordere) ist nahe der Kronenbasis leicht abgeriegelt. Metalophid und Mesolophid bilden die beiden Schenkel eines V (im Protoconid vereinigt) und sind mit dem Oval der hinteren Kronenhälfte nur über einen ganz schmalen und kurzen, in der Kronenmitte liegenden Grat verbunden. Die Abkaufläche ist völlig eben. Damit weichen diese Zähne (insbesondere die in Abb. 9 b-c dargestellten) stark von *Keramidomys carpathicus* ab, und von keiner anderen Fundstelle sind ähnliche Zähne bekannt. Sie belegen eine noch unbekannte Art von *Keramidomys*, welche aber mangels ausreichenden Materials vorerst unbenannt bleiben soll. — Der in Abb. 9 d gekennzeichnete M_1 könnte vielleicht zu *Keramidomys carpathicus* gehören; solange aber die Variationsbreite der Eitensheimer Art nicht bekannt ist, soll er bei dieser belassen werden.

3.2.5 *Keramidomys*-Belege aus der „jüngeren" Serie der Oberen Süßwasser-Molasse

K l e i n e i s e n b a c h : *Keramidomys mohleri* Engesser 1972

M a t e r i a l : 2 $M_{1/2}$ (Inv. Nr. 1972 XVI 1—2). Abb. 10 b. Maße: siehe Abb. 5.

Die Maße dieser Zähne liegen oberhalb bzw. im oberen Teil des Variationsbereiches von *Keramidomys carpathicus*. Die Haupthöcker sind weitgehend in die Transversalgrate einbezogen. Damit zeigen die Stücke Merkmale, welche sie von *K. carpathicus* unterscheiden. Sie sind dem erstmals aus Anwil bekannt gewordenen *Keramidomys mohleri* zuzuordnen.

M a r k t R e t t e n b a c h : *Keramidomys mohleri* Engesser 1972

M a t e r i a l : 1 $M_{1/2}$ (Inv. Nr. 1957 I 502). Abb. 10 a. Maße: siehe Abb. 5.

Auch dieser Zahn fällt durch seine größeren Maße auf, wodurch er sich von *Keramidomys carpathicus* unterscheidet. Er entspricht demjenigen von Kleineisenbach auch in dem starken Zurücktreten der Höcker zugunsten der Grate und ist ebenfalls als *Keramidomys mohleri* zu bestimmen.

S c h w a b m ü n c h e n : *Keramidomys mohleri* Engesser 1972

M a t e r i a l : 1 M^3 (Inv. Nr. 1975 I 52). Abb. 10 c. Maße: siehe Abb. 5.

Aufgrund der großen Maße kann der Zahn nicht zu *Keramidomys carpathicus* gehören. Ein morphologischer Vergleich mit *Keramidomys mohleri* ist derzeit nicht möglich, da von der Typus-Lokalität Anwil kein M^3 bekannt wurde. Entsprechend den vorderen Zähnen dieser Art fehlt unserem M^3 die Ausbildung deutlicher Höcker, deren Position jedoch durch Homologisierung zu erkennen ist. Die Synkli-

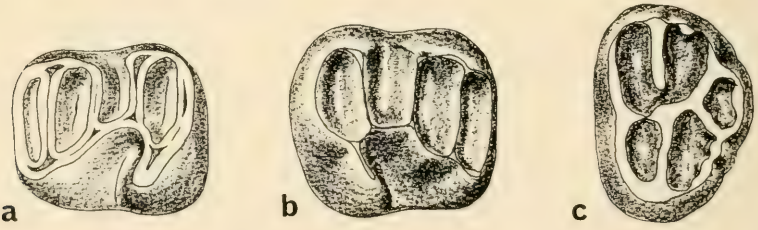
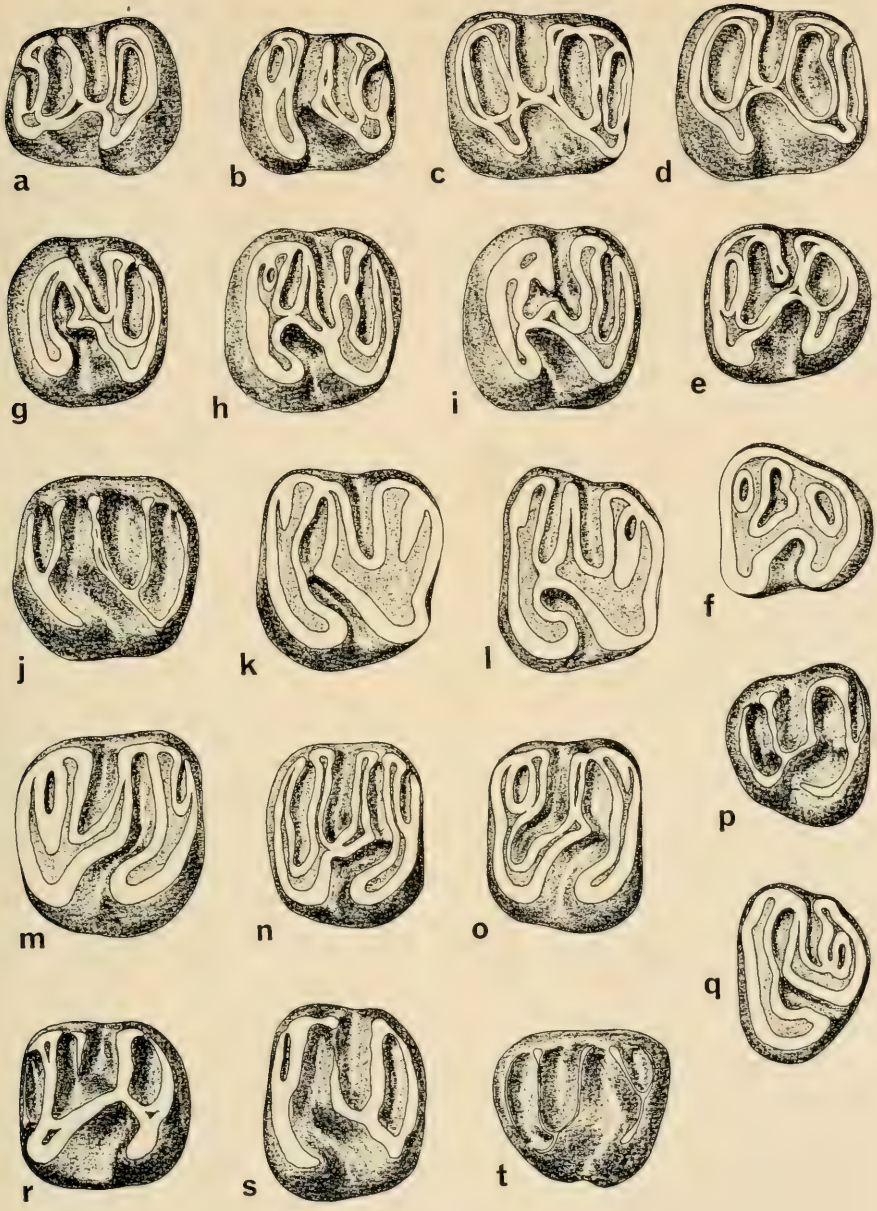


Abb. 10: *Keramidomys mohleri* Engesser 1972. a: Markt Rettenbach, li. $M_{1/2}$ (1957 I 502). b: Kleineisenbach, re. $M_{1/2}$ (1972 XVI 1). c: Schwabmünchen, li. M^3 (1975 I 52). ca. ×30.

Abb. 11: *Keramidomys* aff. *pertesunatoi* (Hartenberger 1967). a—q: Giggenhausen, a: li. P_4 (1952 XIV 18), b: re. P_4 (1952 XIV 300), c: re. $M_{1/2}$ (1952 XIV 310), d: re. $M_{1/2}$ (1952 XIV 301), e: li. M_2 (1952 XIV 309), f: li. M_3 (1952 XIV 136), g: li. P^4 (1952 XIV 19), h: li. P^4 (1952 XIV 304), i: li. P^4 (1952 XIV 138), j: li. $M^{1/2}$ (1952 XIV 134), k: li. $M^{1/2}$ (1952 XIV 302), l: li. M^2 (1952 XIV 305), m: re. $M^{1/2}$ (1952 XIV 23), n: re. M^2 (1952 XIV 135), o: re. M^2 (1952 XIV 303), p: re. M^3 (1952 XIV 307), q: li. M^3 (1952 XIV 308). r—t: Marktl, r: li. $M_{1/2}$ (1952 X 135), s: li. M^2 (1952 X 134), t: re. D^4 (1952 X 136). ca. ×30.


a
b
c
d
g
h
i
e
j
k
l
f
p
m
n
o
q
r
s
t

nalen sind tief und gegen den Rand der Krone sämtlich durch hohe Grate abgeriegelt. Die Abkaufläche ist eben. Nach diesen Merkmalen und der Größe muß der Zahn wohl *Keramidomys mohleri* zugeordnet werden.

Giggenhausen: *Keramidomys* aff. *pertesunatoi* (Hartenberger 1967)

Material: 2 P_4, 3 $M_{1/2}$, 2 M_3, 3 P^4, 7 $M^{1/2}$, 2 M^3 (Inv. Nr. 1952 XIV 18—19, 23—24, 134—136, 138, 300—310). Abb. 11 a—q. Maße: siehe Abb. 5.

Trotz des geringen Materials kann festgestellt werden, daß die Zähne durchschnittlich etwas größer sind als diejenigen entsprechender Populationen von *Keramidomys carpathicus*. Ein Vergleich mit den offenbar sehr schwankenden Maßen der noch selteneren Zähne von *K. pertesunatoi* aus Can Llobateres ist vorerst zu unsicher. Die Unterkieferzähne zeigen größerenteils noch enge Beziehungen zu *Keramidomys carpathicus;* hervorzuheben ist die Unterbrechung des Längsgrates eines P_4 vor dem Hypoconid (Abb. 11 b) und der stark gerundete Umriß eines M_2 mit unterbrochenem Mesolophid (Abb. 11 e). Die $M_{1/2}$ besitzen vier Wurzeln. — Bei vielen Oberkieferzähnen ist die die Krone schräg durchlaufende Verbindung von Hypoconus und Paraconus (über einen Teil des Längsgrates, welcher vorne meist unterbrochen ist, und den Mesoloph) besonders auffallend, ferner die meist starke Reduktion der Außensynklinale I, welche bei stärkerer Abkauung verschwindet, und die an einem Zahn zu beobachtende Biegung des Metaloph nach rückwärts (Abb. 11 o). Damit zeigt die Giggenhausener Form Entwicklungstendenzen, welche sie von *Keramidomys carpathicus* unterscheiden lassen, die aber noch nicht das Ausmaß erreichen, wie sie für *Keramidomys pertesunatoi* charakteristisch sind. Stammesgeschichtlich kann sie als zwischen diesen beiden Arten stehend gedeutet werden und ist als *Keramidomys* aff. *pertesunatoi* zu bestimmen.

Marktl: *Keramidomys* aff. *pertesunatoi* (Hartenberger 1967)

Material: 2 $M_{1/2}$, 1 M_3, 1 D^4, 1 $M^{1/2}$ (Inv. Nr. 1952 X 105, 133—136). Abb. 11 r—t. Maße: siehe Abb. 5.

Größenmäßig entsprechen die Zähne den Belegstücken von Giggenhausen. Abweichend von diesen sind aber Mesolophid und Mesoloph stärker reduziert. Nur an dem D^4 ist der Mesoloph lang und mit dem Paraconus verbunden; auch besitzt dieser eine deutliche Außensynklinale I, welche an dem M^2 stark unterdrückt ist. Damit stehen diese Zähne denen von Can Llobateres noch näher als jene von Giggenhausen, sind aber wegen der dennoch bestehenden Unterschiede gleichfalls als *Keramidomys* aff. *pertesunatoi* zu bestimmen.

3.2.6 Zusammenfassung: *Keramidomys* in Süddeutschland

Gebißreste mehrerer Arten von *Keramidomys* sind bis jetzt durch 102 Objekte von 15 Lokalitäten in der Oberen Süßwasser-Molasse Süddeutschlands nachgewiesen (vgl. hierzu Tab. 1, S. 66). In den älteren Sedimenten der Süßbrackwasser-Molasse (Forsthart, Rembach; Cicha, Fahlbusch & Fejfar 1972, Tab. 2), in denen noch *Ligerimys florancei* auftritt, fehlen sie. Ebenso fehlen sie an der jüngsten Molasse-Fundstelle Hammerschmiede. In allen Kleinsäugerfaunen sind sie jeweils ein sehr seltenes Element (die 25 Zähne von Sandelzhausen stammen aus mehr als 10 Tonnen Schlämmaterial, die 28 Objekte von Schönenberg aus ca. 5 Tonnen). Nur an den Fundorten Giggenhausen und Marktl kommt *Keramidomys* gemeinsam mit *Leptodontomys* vor.

Der weit überwiegende Teil der Objekte (quantitativ und stratigraphisch) gehört zu *Keramidomys carpathicus*, für den trotz der großen stratigraphischen Reichweite (Langenmoosen bis Oggenhof) nach dem bisher vorliegenden Material weder metrische noch wesentliche morphologische Abwandlungen feststellbar sind. Die Funde der älteren Lokalitäten als *Keramidomys thaleri* abzutrennen, war bei der großen Ähnlichkeit (oder Identität?) beider Arten nach dem mir vorliegenden Material nicht möglich.

An den Fundstellen des obersten Miozäns ist neben geringfügigen morphologischen Änderungen eine Größenzunahme erkennbar, welche zu *Keramidomys mohleri* führt. Neben dieser Entwicklungslinie sind an den Lokalitäten Giggenhausen und Marktl bei klein bleibenden Formen erste Entwicklungstendenzen erkennbar, welche — auch von *Keramidomys carpathicus* ausgehend — die Entstehung des späteren *Keramidomys pertesunatoi* ankündigen, der selbst jedoch in der Molasse bisher nicht gefunden wurde (zeitlich wäre er in Hammerschmiede zu erwarten).

Einen Seitenzweig innerhalb der Stammesgeschichte von *Keramidomys* bildet die noch ungenügend und nur von Eitensheim bekannte neue Art, welche morphologisch von *Keramidomys carpathicus* stark abweicht. Auch über ihre Ableitung von älteren Eomyiden kann vorläufig nichts ausgesagt werden.

4. Literatur

Baudelot, S.: Etude des Chiroptères, Insectivores et Rongeurs du miocène de Sansan (Gers). — Thèse Univ. Toulouse, **496**, 364+XVI S., 90 Abb., 32 Tab., 16 Taf., Toulouse 1972.

Black, C. C.: Tertiary Sciuridae (Mammalia: Rodentia) from Bavaria. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6**, 51—63, 3 Taf., München 1966.

Cicha, I., V. Fahlbusch & O. Fejfar: Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **140**, 129—145, 2 Tab., Stuttgart 1972.

Dehm, R.: *Listriodon* im südbayrischen Flinz (Obermiocän). — Cbl. Miner. etc., **1934**, Abt. B, 513—528, 17 Abb., Stuttgart 1934.

Dehm, R.: Über den Fossilinhalt von Aufarbeitungslagen im tieferen Ober-Miocän Südbayerns. — Geologica Bavarica, **14**, 86—90, München 1952.

Dehm, R.: Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erläuter. Geol. Übersichtsk. Süddeutsch. Molasse, Bayer. Geol. Landesamt, 81—88, München 1955.

Dehm, R.: Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **2**, 17—61, 7 Abb., 4 Taf., München 1962.

Engesser, B.: Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). — Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28**, 35—363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf., Liestal 1972.

Fahlbusch, V.: Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **118**, 1—136, 67 Abb., 7 Taf., München 1964.

Fahlbusch, V.: Neue Eomyidae (Rodentia, Mamm.) aus einer aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **8**, 219—245, 9 Abb., 2 Taf., München 1968.

Fahlbusch, V.: Populationsverschiebungen bei tertiären Nagetieren, eine Studie an oligozänen und miozänen Eomyidae Europas. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **145**, 1—136, 42 Abb., 26 Tab., 11 Taf., München 1970.

Fahlbusch, V.: Die stammesgeschichtlichen Beziehungen zwischen den Eomyiden (Mammalia, Rodentia) Nordamerikas und Europas. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**, 141—175, 7 Abb., 5 Taf., München 1973.

Fahlbusch, V. & H. Gall: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdekkung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**, 365—396, 9 Abb., 1 Taf., München 1970.

Fahlbusch, V., H. Gall & N. Schmidt-Kittler: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970—73, Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14**, 103—128, 4 Abb., München 1974.

Fahlbusch, V. & H. Mayr: Microtoide Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Paläont. Z., **49**, 78—93, 13 Abb., Stuttgart 1975.

Fejfar, O.: Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* Gaillard, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, 168—193, 6 Abb., Stuttgart 1972.

Fejfar, O.: Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. — Palaeontographica Abt. A, **146**, 100—180, 35 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1974.

Grimm, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., **26**, 97—183, 14 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Hannover 1957.

Hartenberger, J.-L.: Les Rongeurs du Vallésien (Miocène supérieur) de Can Llobateres (Sabadell, Espagne): Gliridae et Eomyidae. — Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., **8**, 596—604, 5 Abb., 2 Tab., Paris 1967.

Hugueney, M. & P. Mein: Les Eomyidés (Mammalia, Rodentia) néogènes de la région lyonnaise. — Geobios, **1**, 187—203, 1 Taf., Lyon 1968.

Jánossy, D.: Ein neuer Eomyide (Rodentia, Mammalia) aus dem Ältestpleistozän („Oberes Villafrankium", Villányium) des Osztramos (Nordostungarn). — Ann. Hist.-Natur. Mus. Nat. Hungar., **62**, 99—113, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Budapest 1970.

Jánossy, D.: Middle Pliocene Microvertebrate Fauna from the Osztramos Loc. 1 (Northern Hungary). — Ann. Hist.-Natur. Mus. Nat. Hungar., **64**, 27—52. 4 Abb., 3 Taf., Budapest 1972.

Mayr, H. & V. Fahlbusch: Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**, 91—111, 4 Taf., München 1975.

Schaub, S. & H. Zapfe: Die Fauna der Spaltenfüllung von Neudorf an der March (CSR.) Simplicidentata. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, **162**, 181—215, 5 Abb., 3 Taf., Wien 1953.

Shotwell, J. A.: Hemphilian Mammalian Assemblage from Northeastern Oregon. — Bull. Geol. Soc. Amer., **67**, 717—738, 7 Abb., Rochester N. Y. 1956.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 15 | 91—111 | München, 15. 9. 1975

Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns

Von Helmut Mayr & Volker Fahlbusch[1])

Mit Tafel 6—9

Zusammenfassung

In der Ziegeleigrube Hammerschmiede, 6 km N Kaufbeuren, wurde in Sedimenten der Oberen Süßwasser-Molasse eine 50 cm mächtige Lage entdeckt, die reich an Gastrophodenschalen und an Fragmenten kleiner Wirbeltiere ist. Die Fauna, insbesondere die Gebißreste der Säugetiere (überwiegend Insectivora, Carnivora, Rodentia, Lagomorpha) werden im Überblick bekanntgemacht. Spezielle Bedeutung hat die Fundstelle durch die erstmalige Überlieferung der Oberkieferzähne von *Miopetaurista albanensis quiricensis* und durch die als neue Arten beschriebenen Formen *Desmanella quinquecuspidata* (Desmaninae) und *Angustidens excultus* (Limnoecinae). Neben zahlreichen miozänen Faunenelementen ist durch das Vorkommen von *Megacricetodon* aff. *debruijni*, *Leptodontomys catalaunicus*, *Microtocricetus molassicus* und einer fortschrittlichen Art von *Paraglirulus* und nach Vergleichen mit den *Hipparion*-führenden Faunen von Nombrevilla, Can Llobateres und Pedregueras eine Einstufung in das Unterpliozän (Vallesium) gesichert.

Summary

A new micromammal locality was descovered in the uppermost Freshwater Molasse of Bavaria: Hammerschmiede, 6 km north of Kaufbeuren. The fauna comes from a layer only 50 cm thick. It contains land and freshwater snails as well as fragmentary vertrebrates of which the mammals (mostly insectivores, carnivores, rodents, and lagomorphs) are of special interest. The fauna is briefly described. A first description can be given for the upper teeth of *Miopetaurista albanensis quiricensis*. Two new species of insectivores are described as *Desmanella quinquecuspidata* (Desmaninae) and *Angustidens excultus* (Limnoecinae). Besides several Miocene faunal elements the record of *Megacricetodon* aff. *debruijni*, *Leptodontomys catalaunicus*, *Microtocricetus molassicus*, and a progressive species of *Paraglirulus* are decisive for the fauna as of Lower Pliocene (Vallesian) age.

[1]) Dipl.-Geol. H. Mayr und Prof. Dr. V. Fahlbusch, beide Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

1. Einleitung. Die Fundstelle 92
2. Die Fauna 93
3. Beschreibung einzelner Faunenelemente 95
a. Insectivora 95
b. Carnivora 103
c. Rodentia 105
4. Das Alter der Fauna 108
5. Literatur 109
Tafelerklärungen 111

1. Einleitung. Die Fundstelle

Seit den Arbeiten Stromer's (1928, 1940 u. a.) besteht die Frage, in welchem Ausmaß am Aufbau der im wesentlichen obermiozänen Oberen Süßwasser-Molasse (OSM) des Alpenvorlandes noch pliozäne Sedimente beteiligt sind. Der einzige sichere säugetierpaläontologische Anhaltspunkt blieb bis jetzt ein Fund von *Tetralophodon longirostris* aus der Hangendserie von Geratskirchen bei Mühldorf/Inn. Dazu kamen zahlreiche Belege phylogenetisch hochentwickelter Säugetiere, welche zumindest auf den Grenzbereich Miozän/Pliozän verwiesen. *Hipparion* — als für das Pliozän charakteristisches Element — konnte bis jetzt außer den Funden am Höwenegg in der Molasse selbst nicht gefunden werden. Seit Dehm (1955) wird für die „jüngere Serie" stets oberst-miozänes bis unter-pliozänes Alter angegeben.

Seit zwei Jahrzehnten finden Kleinsäuger, insbesondere Nagetiere, eine erhöhte Beachtung auch für die Klärung stratigraphischer Fragen. Solche Faunen lagen für den jüngsten Teil der Molasse bisher nur von Giggenhausen, Großlappen und Aumeister (oberstes Miozän) und Marktl (vermutlich unterstes Pliozän) vor.

Daher kommt der Entdeckung einer relativ reichen Kleinsäugerfauna von der Hammerschmiede durch einen der Verfasser (H. Mayr) eine besondere Bedeutung zu, deren Fauna hiermit im Überblick und unter Betonung der neuen und stratigraphisch wichtigen Formen bekanntgemacht werden soll.

Die Fundstelle befindet sich in der Ziegeleigrube 300 m westl. Hammerschmiede, 6 km nördl. Kaufbeuren (Gradabteilungsblatt 8029 Kaufbeuren-Neugablonz, r 43 95 100, h 53 10 750, Höhe über NN: ca. 680 m). Der Aufschluß liegt in einem N-S-verlaufenden Höhenzug am Westrand des Wertachtales und schneidet eine etwa 30 m mächtige Sedimentfolge an, die aus Tonen, Mergeln und Sandsteinen sowie einigen zwischengeschalteten Kohleflözchen besteht. Diese Schichtserie wurde bereits von Gümbel (1861, S. 780) und Ammon (1911, S. 21) unter der Fundstellenbezeichnung Irsee erwähnt. In dem von Dehm (1955) angegebenen Verbreitungsareal der „jüngeren Serie" der OSM befindet sich die Lokalität nahe dessen südlicher Grenze. Eine mikrofloristische Untersuchung der Braunkohlen von Hammerschmiede (= Irsee) durch Meyer (1956) ergab eine Einstufung in den Grenzbereich Miozän/Pliozän, wobei nach Vergleichen mit den Vorkommen im Hausruck ein unterpliozänes Alter nicht vollständig auszuschließen war.

Im aufgelassenen Nordteil der derzeitigen Ziegeleigrube wurde bei einem Besuch im Mai 1973 etwa 2 m unter der Geländeoberkante eine 50 cm mächtige Lage

grüngrauer Mergel beobachtet. Sie fiel besonders durch eine wellige bis nesterartige Anreicherung von Gastropodenschill auf, der zum größeren Teil von Süßwasserschnecken herrührt; untergeordnet fanden sich auch eingeschwemmte Landschnekken. Beim Schlämmen des Materials wurden in dem überwiegend aus Gastropodenschill bestehenden Rückstand die ersten Wirbeltierreste entdeckt. Hierbei handelt es sich entsprechend den Ablagerungsbedingungen überwiegend um isolierte Zähne, einige Kieferbruchstücke und Koprolithen, sowie Knochenfragmente. Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Stücke wurden durch Schlämmen und Ätzen von etwa 5 Tonnen Sediment gewonnen.

Alle Objekte werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter der Inventar-Nummer 1973 XIX aufbewahrt. Die Messungen erfolgten unter einem Wild-Mikroskop M 7 mit dem elektronischen Längenmeßgerät Censor und sind in Millimetern angegeben. Die Zeichnungen wurden mit Hilfe des Wild-Zeichenspiegels von H. Mayr angefertigt.

Auch an dieser Stelle möchten wir dem Besitzer der Ziegeleigrube Hammerschmiede, Herrn Hartmann, für die Genehmigung zur Durchführung unserer Arbeiten und der Familie Jakesch, Pforzen, für die Hilfe bei der Bergung des Schlämmgutes unseren herzlichen Dank sagen. Weiterhin waren uns die Herren H. Mertel und cand. geol. E. Rieber, München, bei der Materialentnahme behilflich; die Schlämmarbeiten wurden von Herrn A. Schönfeld, die Ätz- und Auslesearbeiten von Frau R. Liebreich übernommen. Anregende und hilfreiche Diskussionen mit Dr. H. de Bruijn, Utrecht, sowie Prof. Dr. R. Dehm, Dr. H. Gall, Dr. K. Heissig, Prof. Dr. W. Jung und Dr. N. Schmidt-Kittler gaben uns wichtige Hinweise. Allen Genannten möchten wir herzlich danken. Schließlich gilt unser Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, für die Gewährung einer Sachbeihilfe, ohne die unsere Untersuchungen in diesem Ausmaß nicht möglich gewesen wären.

2. Die Fauna

Evertebrata

Gastropoda

Süßwasserschnecken sind überwiegend durch massenhaftes Vorkommen von Schalenbruchstücken und Opercula von Bithynien belegt, Landschnecken durch Heliciden und Kalkkörper von Limaciden.

Lamellibranchiata

Als einziger Vertreter wurde die an anderen Molassefundstellen gelegentlich reichlich belegte *Margaritifera flabellata bavarica* Modell in einem beschädigten Exemplar geborgen.

Vertebrata

Pisces

Durch zahlreiche Schlundzähne sind Zahnkarpfen (Cyprinidae: *Leuciscus* sp., *Scardinius* sp.) und Hechtverwandte (Esocidae) nachgewiesen.

Reptilia

Lacertilia sind durch Knochenschuppen und Kieferbruchstücke, Ophidia durch Wirbel belegt. An Chelonia wurden Panzerplatten von Testudinidae und Trionychidae gefunden.

Mammalia

Insectivora

Metacodontidae: *Plesiosorex* aff. *schaffneri* Engesser vgl. S. 95.
Soricidae, Limnoecinae: *Angustidens excultus* n. sp., vgl. S. 96.
Talpidae, Desmaninae: *Desmanella quinquecuspidata* n. sp., vgl. S. 99.

Carnivora

Mustelidae: *Martes pusillus* Viret: 5 Backenzähne und 3 Incisiven gleichen den von Viret (1951) beschriebenen Exemplaren von La Grive. — *Proputorius sansaniensis* Filhol; vgl. S. 103.

Rodentia

Die Nagetiere bilden den weitaus überwiegenden Teil der Säugetierreste, liegen aber — von wenigen Kieferbruchstücken abgesehen — in Form isolierter Zähne vor.

Sciuridae: *Spermophilinus bredai* (H. v. Meyer): 7 Backenzähne. — *Miopetaurista albanensis quiricensis* (Villata): vgl. S. 105.

Castoridae: *Steneofiber minutus* (H. v. Meyer): Mit einer Mandibel und 25 Einzelzähnen ist dieser kleine Biber-Verwandte gut belegt. — *Steneofiber jaegeri* Kaup: Ein Schneidezahnfragment.

Gliridae: Die Schlafmaus-Verwandten werden in einer vor dem Abschluß stehenden Arbeit über die miozänen Gliriden Süddeutschlands gesondert behandelt. Nachgewiesen sind folgende Arten: *Microdyromys miocaenicus* (Baudelot), *Paraglirulus* n. sp., *Eomuscardinus* aff. *sansaniensis* (Lartet), *Myoglis larteti* Baudelot, *Eliomys* n. sp. — Zu den hinreichend aus dem Obermiozän bekannten Formen von *Microdyromys*, *Eomuscardinus* und *Myoglis* tritt eine neue, evoluiertere Art von *Paraglirulus* sowie ein Vertreter der Gattung *Eliomys*; beide sind Übergangsformen zu bereits bekannten pliozänen Arten. — Verglichen mit obermiozänen Gliriden-Faunen zeigt die hier aufgefundene Vergesellschaftung eine deutliche Verarmung des Artenbestandes.

Eomyidae: *Leptodontomys catalaunicus* (Hartenberger): Mit 50 Backenzähnen ist dieser kleine Nager sehr reichlich belegt. Durch einen detaillierten Vergleich der Stücke mit dem Material von Anwil und Giggenhausen einerseits und dem von Can Llobateres andererseits zeigte sich (Fahlbusch 1975), daß die Zähne von Hammerschmiede sowohl in den Maßen wie in der Ausbildung einzelner morphologischer Merkmale mit denen von Can Llobateres genau übereinstimmen, während die von Anwil und Giggenhausen nicht nur kleiner, sondern auch morphologisch etwas verschieden sind.

Spalacidae: *Anomalomys gaudryi* Gaillard: Von dieser neuerdings von Fejfar (1972) zu den Spalaciden gestellten Art wurden bisher 4 Backenzähne gefunden.

Cricetidae: Cricetinae: *Democricetodon minor brevis* (Schaub): Mit nur zwei Molaren ist diese Form unter den Cricetiden am schlechtesten belegt. Die Zähne sind entsprechenden von Marktl (Fahlbusch 1964) so ähnlich, daß sie zu dieser Unterart zu stellen sind. — *Democricetodon gaillardi freisingensis* Fahlbusch: Die 5 vorliegenden Molaren zeigen die eindeutigen Merkmale dieser erstmals von Giggenhausen (Fahlbusch 1964) beschriebenen und neuerdings auch aus Anwil (Engesser 1972) bekannt gewordenen Unterart. — *Megacricetodon* aff. *debruijni* Freu-

DENTHAL: vgl. S. 107. — *Microtocricetus molassicus* FAHLBUSCH & MAYR: Dieser neue, durch 21 Backenzähne belegte Nager zeigt durch seine Tendenz zur Entwicklung hochkroniger Zähne eine auffallende Parallele zu anderen Entwicklungsreihen pliozäner Nagetiere. Eine eingehende Beschreibung erfolgt gleichzeitig mit dieser Arbeit durch FAHLBUSCH & MAYR (1975). — Der Artenbestand der Cricetiden zeigt ähnlich wie bei den Gliriden eine deutliche Verarmung, welche früher (FAHLBUSCH 1964) bereits für die Fauna von Marktl festgestellt wurde. Die einzelnen Arten lassen sich mit denen von Giggenhausen und/oder Marktl vergleichen, doch spricht die Weiterentwicklung von *Megacricetodon* aff. *debruijni* (vgl. S. 107) dem phylogenetischen Stadium, wie es aus dem Unterpliozän von Spanien bekannt ist.

Perissodactyla

Rhinocerotidae: Ein oberer Milchzahn und zwei Backenzahnfragmente wurden von Dr. K. HEISSIG als *Aceratherium* sp. bestimmt.

Artiodactyla

Tragulidae: *Dorcatherium* sp.: Ein P^4. Ein weiterer, unbestimmbarer Milchzahn belegt eine kleinere Artiodactylen-Art.

Lagomorpha

Ochotonidae: *Amphilagus fontannesi* (DEPERET): Drei obere Backenzähne.

3. Beschreibung einzelner Faunenelemente

a. Insectivora

Familie Metacodontidae, Gattung *Plesiosorex* POMEL 1848

Plesiosorex aff. *schaffneri* ENGESSER
(Taf. 8, Fig. 6—10)

Material:

Unterkiefer: re. M_2 (1973 XIX 84), re. M_3 (1973 XIX 85)

Oberkiefer: 2 Antemol. (1973 XIX 86, 87), re. M^1 (1973 XIX 88), re. M^1 (1973 XIX 89), li. M^1 (1973 XIX 92), re. M^2 (1973 XIX 90), re. M^2 (1973 XIX 93), li. M^3 (1973 XIX 94), li. M^3 (1973 XIX 95)

Beide unteren Molaren besitzen im Gegensatz zu dem Holotypus aus Anwil ein Metacristid, wie es auch an den Mandibularmolaren des *Plesiosorex styriacus* von Voigtsberg zu sehen ist. Ein Vordercingulum findet sich nur unter dem Paralophid. An allen vorliegenden oberen Molaren ist dieselbe Anordnung der Höcker und Leisten zu erkennen wie an *Plesiosorex schaffneri*. Eine Ausnahme bildet die Metaconulusleiste. Sie endet immer deutlich vor dem hinteren Kronenrand, der eben im Bereich dieser Leiste eine zusätzliche Ausbuchtung zeigt. Alle oberen Molaren der Hammerschmiede (auch M^3) besitzen ein stark vorspringendes Außenohr der vorderen Außenecke. Die Mesostylknospen von M^{1-2} stehen näher dem Einschnitt des labialen Kronenrandes, die hintere Mesostylknospe ist wie am Paratypus von *Plesiosorex schaffneri* die kräftigere. Ein Cingulum unter dem Protoconus-Vorderarm

fehlt. Die beiden M^3 sind in ihrer Hinterhälfte weniger reduziert, als es der Abbildung VIRET's (1940) zu entnehmen ist. Der M_1 ist an der Fundstelle Hammerschmiede bisher nicht gefunden worden. Die übrigen Molaren zeigen in ihren Dimensionen große Übereinstimmung mit *Plesiosorex schaffneri.*

Trotz der erwähnten Unterschiede reicht das Belegmaterial nicht aus, um eine artliche Abtrennung von *Plesiosorex schaffneri* vertreten zu können.

Maße:
1973 XIX 84, re. M_2, L = 2,76; B_v = 2,17; B_h = 2,15
1973 XIX 85, li. M_3, L = 2,10; B_v = 1,55; B_h = 1,55
1973 XIX 89, re. M^1, L_1 = 3,15; L_2 = 3,62; B_v = 5,10; B_h = 4,42
1973 XIX 90, re. M^2, L_1 = 2,35; L_2 = 2,45; B_v = 3,87; B_h = 2,97
1973 XIX 91, re. M^2, L_1 = 2,35; L_2 = 2,50; B_v = 3,77; B_h = 3,07
1973 XIX 92, li. M^1, L_1 = 3,10; L_2 = 3,75; B_v = 5,10; B_h = 4,56
1973 XIX 93, li. M^2, L_1 = 2,31; L_2 = 2,45; B_v = 3,92; B_h = 2,90
1973 XIX 94, li. M^3, L_1 = 1,55; L_2 = 1,60; B_v = 2,40; B_h = 1,73
1973 XIX 95, li. M^3, L_1 = 1,80; L_2 = 1,70; B_v = 2,55; B_h = 1,97
L_1 = Länge lingual; L_2 = Länge labial

Familie Soricidae, Subfamilie Limnoecinae, Gattung *Angustidens* REPENNING 1967

Angustidens excultus n. sp.
(Taf. 7, Fig. 1—9)

Material:
Holotypus: re. P_4 (1973 XIX 79)

Paratypen:
Unterkiefer: Linkes Unterkieferbruchstück mit M_1 (1973 XIX 47), linkes Unterkieferbruchstück mit M_1—M_2 (1973 XIX 43), linkes Unterkieferbruchstück mit M_1—M_2 (1973 XIX 72); Isolierte Zähne: re. P_4 (1973 XIX 80), re. M_1 (1973 XIX 46), re. M_1 (1973 XIX 68), li. M_1 (1973 XIX 45), li. M_1 (1973 XIX 69), re. M_2 (1973 XIX 81), li. M_2 (1973 XIX 47), li. M_2 (1973 IX 48), li. M_3 (1973 XIX 51)

Oberkiefer: re. J (1973 XIX 70), re. J (1973 XIX 76), li. J (1973 XIX 71), li. J (1973 XIX 75), 8 Antemolaren (1973 XIX 49, 50, 73, 74, 77, 78, 82, 83), 2 re. P^4 (1973 XIX 54, 56), 4 li. P^4 (1973 XIX 52, 53, 55, 58), 2 re. M^1 (1973 XIX 59, 60), li. M^1 (1973 XIX 57), 2 re. M^2 (1973 XIX 64, 65), 3 li. M^2 (1973 XIX 61, 62, 63), re. M^3 (1973 XIX 67), li. M^3 (1973 XIX 66)

Diagnose:
Eine Art der Gattung *Angustidens,* größer als *Angustidens vireti,* aber mit gleicher Ausbildung des P_4; M_3 mit reduziertem Talonid, aber kleiner Talonidgrube und kleiner Entoconid-Schneide. P^4 mit Parastyl, Protoconus, Hypoconus und Hypoconulus. M^{1-2} mit kräftigem Hypoconus.

Derivatio nominis: lat. excolere = ausschmücken, verzieren; wegen der vier Hügel an der lingualen Seite des P^4.

Beschreibung des Holotypus:
P_4 (1973 XIX 79, Taf. 7, Fig. 9): Die Hauptspitze des einwurzeligen Prämolaren liegt mehr oder weniger in der Zahnmitte. Der Grundriß ist trigonal gestreckt, die Enden der Krone nahe der Wurzel sind nach hinten leicht ausgezogen. Eine Vor-

derschneide läuft von der Hauptspitze mit leichter Krümmung nach lingual zur Kronenvorderspitze herab. Die posterolabiale Schneide endet am Hintercingulum nahe der Mittelachse des Zahnes. Die posterolinguale Schneide, nur noch als schwache Krümmung des Zahnschmelzes zu erkennen, verliert sich vor dem Hinterende des lingualen Cingulums. Zwischen beiden Hinterschneiden ist eine kleine Grube eingetieft. Das linguale Cingulum beginnt erst ein kurzes Stück hinter der vorderen Kronenspitze, ist gleich zu Beginn leicht verbreitert und endet nahe der Wurzelmitte, ein kurzes Stück über das Ende der posterolingualen Schneide hinausreichend. Die Labialseite des Zahnes ist beschädigt, nur der Hinterrand der Krone mit dem labialen Ende des Cingulums am Ende der posterolabialen Schneide ist erhalten.

Paratypen:

M_1 (1973 XIX 2, Taf. 7, Fig. 5): Der zweiwurzelige M_1 ist immer wesentlich größer als der M_2. Er besitzt ein relativ kurzes Talonid und ein deutlich längeres Trigonid. Protoconid und Metaconid stehen sehr eng beieinander, der gemeinsame Hinterrand beider Hügel schließt mit dem lingualen Kronenrand des Zahnes einen Winkel ein, der größer als 90° ist. Das Entoconid steht von allen Hügeln am weitesten über den lingualen Kronenrand hinaus. Es ist außergewöhnlich kräftig und hoch (dritthöchster Hügel). Seine Vorderschneide ist mit der Rückwand des Metaconids verbunden. Das Metaconid endet in der Mitte der Protoconid-Metaconid-Rückwand. Das ein wenig über den hinteren Kronenrand hinausreichende Hypolophid und das Entoconid begrenzen ein deutliches, aber schmales Tal an der lingualen Hinterecke des Talonids. Die Mündung des Quertales Protoconid-Hypoconid endet direkt über dem labialen Cingulum. Dies erreicht zwar unter der Hauptspitze seine größte Höhe, ist aber bei weitem nicht so kräftig wie unter der Protoconid-Paraconid-Schneide. An der Labialwand des Hypoconids schwillt es erneut an und verliert sich an der Rückwand des Talonids unter dem Hypolophid. An allen drei Unterkieferbruchstücken liegt das Foramen mentale unter dem Protoconid des M_1. Ein Kieferbruchstück (1973 XIX 30) mit M_1—M_2 zeigt bereits unter Normallicht eine deutliche, schwarze Pigmentierung der Zahnspitzen.

M_2 (1973 XIX 5): Er ist deutlich kleiner als der erste Molar, zeigt aber dieselben Merkmale.

M_3 (1973 XIX 51): Er ist mit Abstand der kleinste Molar. Die Schneide Paraconid-Protoconid ist im Vergleich zur Protoconid-Metaconid-Wand extrem in die Länge gezogen. Das Hypoconid ist nach lingual gerückt, eine Talonidgrube jedoch erhalten geblieben, ebenso wie ein schwaches Entoconid. Ein extrem kräftiges Cingulum findet sich unter der Paraconidschneide und zwischen Hypoconid und Protoconid an der Labialseite.

Beschreibung der Oberkieferbezahnung:

Inzisiven und Antemolaren: Die Inzisiven 22, 25, 30, 34 gleichen den von Lindsay (1972) Fig. 9 beschriebenen Zähnen von *Limnoecus tricuspis* bis ins Detail. Drei der vier verschieden großen Antemolaren sind auf Taf. 7, Fig. 6—8 (1973 XIX 82, 7, 77) abgebildet.

P^4 (1973 XIX 55, Taf. 7, Fig. 1): Der Umriß des dreiwurzeligen P^4 mit seiner posteromedialen Einbuchtung ist etwa dem eines Vertreters der Gattung *Soriculus* vergleichbar. Der labial gerundete Paraconus ist mit dem Metaconus durch eine hohe Schneide verbunden. Neben dem Paraconus sitzt an der vorderen Außenseite des

Zahnes ein Parastylhügel. Danach folgen lingualwärts drei weitere Hügel. Der erste entspricht dem Protoconus, die nächste, etwa gleichgroße Erhebung bildet der Hypoconus. Der Abstand Parastyl-Protoconus ist größer als der von Protoconus und Hypoconus. Ein weiteres Hügelchen, kleiner als seine Vorgänger und am weitesten lingual gelegen, ist vermutlich als Hypoconulus anzusehen. Es bildet den Anfang eines S-förmig geschwungenen Cingulums, das erst undeutlich und relativ flach um den lingualen Kroneninnenrand läuft. In der posteromedianen Einbuchtung ist es gerade noch zu erkennen und zieht von da in Form einer gekanteten Rinne zur Spitze des Metastyl hoch.

M^1 (1973 XIX 58, Taf. 7, Fig. 2): An der W-förmig gestalteten Außenhälfte des M^1 ist der Schenkel Metaconus-Metastyl doppelt so lang wie jeder der übrigen Schenkel. Der Metaconus ist der höchste aller Hügel. Der Protoconus am vorderen Kronenrand steht dem Paraconus gegenüber. Der Protoconus-Vorderarm endet an der Vorderseite des Paraconus, der Protoconus-Hinterarm am Fuß des Metaconus. Beide Arme schließen eine tiefe Grube ein. Neben dem Protoconus, etwas nach lingual eingerückt, findet sich ein überaus kräftig entwickelter Hypoconus. An dessen lingualer Hinterseite beginnt das Hintercingulum. Es zeigt dieselbe Ausbildung und den gleichen Verlauf wie am P^4.

M^2 (1973 XIX 63, Taf. 7, Fig. 3): Der zweite obere Molar zeigt bis auf eine weit weniger tiefe Einbuchtung der Rückseite und die gleichlangen Schenkel der W-förmigen Außenhälfte keine Abweichungen des durch den M^1 bekannten Bauplanes.

M^3 (1973 XIX 66, Taf. 7, Fig. 4): Der letzte Molar ist in seiner Hinterhälfte stark reduziert. Der Protoconus-Hinterarm reicht bis zum Mesostyl. Er gleicht dem letzten Molar von *Sorex grivensis*.

Diskussion:

Obwohl an keinem der Unterkieferbruchstücke der für die Bestimmung so wichtige Mandibularcondylus erhalten ist, steht dennoch wegen der Ausbildung der beiden P_4 eindeutig fest, daß die Zähne zur Subfamilie der Limnoecinen zu stellen sind. Von den bisher 3 bekannten Gattungen in Europa und Amerika scheidet *Limnoecus micromorphus* Doben-Florin auf Grund der zweiwurzeligen Prämolaren und seiner Kleinwüchsigkeit aus. Der von Baudelot (1972) publizierte *Paenelimnoecus crouzeli* ist ebenfalls sehr klein und besitzt zudem kein Entoconid.

Limnoecus niobrarensis MacDonald kommt wegen der fehlenden posterolingualen Schneide und der hoch angelegten Mündung des Quertales Hypoconid-Protoconid ebenfalls nicht in Betracht. *Limnoecus tricuspis* Stirton besitzt am P_4 eine mediane Hinterschneide, die mit dem Hintercingulum verschmilzt, und eine hoch über dem labialen Cingulum stehende Talmündung Protoconid-Hypoconid. Außerdem zeigen die von Lindsay (1972) beschriebenen Oberkieferzähne deutliche Unterschiede zu den Exemplaren der Hammerschmiede. Letztere sind wegen der Vielzahl der Hügel am P^4 und wegen des kräftigen Hypoconus an den M^{1-2} als evolvierter zu bewerten.

Die meisten gemeinsamen Merkmale sind mit der Form *Angustidens vireti* gegeben, deren obere Molaren unbekannt sind. Die reduzierte, posterolinguale Schneide des P_4, die Ausbildung des Talonids, die Anordnung des labialen Cingulums und die hochstehende Quertalmündung rechtfertigen die Zuordnung der vorliegenden Reste zu dieser Gattung. Die neue Art *excultus* gründet sich auf die Vielzahl

der Höcker am P^4 und den kräftigen Hypoconus am M^{1-2}. Mit einer Durchschnittslänge des M_1 von 2 mm wird die Länge der Art *vireti* weit übertroffen.

Maße:

1973 XIX 79, re. P_4, L = 1,15, B = 0,85
1973 XIX 43, li. M_1, L = 2,02, B = 1,17; li. M_2, L = 1,62, B = 1,04
1973 XIX 72, li. M_1, L = 1,95, B = 1,15; li. M_2, L = 1,55, B = 1,05
1973 XIX 44, li. M_1, L = 2,05, B = 1,20
1973 XIX 45, li. M_1, L = 1,95, B = 1,20
1973 XIX 46, re. M_1, L = 1,85, B = 1,12
1973 XIX 68, re. M_1, L = 1,85, B = 1,10
1973 XIX 69, li. M_1, L = 1,87, B = 1,05
1973 XIX 81, re. M_2, L = 1,45, B = 0,90
1973 XIX 47, li. M_2, L = 1,55, B = 0,96
1973 XIX 48, li. M_2, L = 1,75, B = 1,02
1973 XIX 51, li. M_3, L = 1,14, B = 0,62
1973 XIX 76, re. J^1, L = 2,60, L = 1,60 (größte und kleinste Länge)
1973 XIX 49, li. ob. Antem. L = 1,55, B = 1,02
1973 XIX 50, re. ob. Antem. L = 1,50, B = 1,00
1973 XIX 73, re. ob. Antem. L = 1,50, B = 1,00
1973 XIX 74, li. ob. Antem. L = 1,40, B = 1,00
1973 XIX 77, re. ob. Antem. L = 0,95, B = 0,90
1973 XIX 78, re. ob. Antem. L = 1,10, B = 1,00
1973 XIX 82, li. ob. Antem. L = 1,95, B = 1,20
1973 XIX 83, re. ob. Antem. L = 1,05, B = 0,75
1973 XIX 53, li. P^4, L = 2,30, B = 2,00
1973 XIX 55, li. P^4, L = 2,20, B = 1,97
1973 XIX 58, li. P^4, L = 2,20, B = 1,95
1973 XIX 59, re. M^1, L = 1,70, B = 1,95
1973 XIX 57, re. M^1, L = 1,80, B = 2,20
1973 XIX 64, re. M^2, L = 1,25, B = 1,85
1973 XIX 61, li. M^2, L = 1,30, B = 1,87
1973 XIX 62, li. M^2, L = 1,35, B = 2,05
1973 XIX 63, li. M^2, L = 1,35, B = 1,90
1973 XIX 66, li. M^3, L = 0,60, B = 1,20
1973 XIX 67, re. M^3, L = 0,57, B = 1,22

Familie Talpidae, Subfamilie Desmaninae, Gattung *Desmanella* Engesser 1972

Desmanella quinquecuspidata n. sp.
(Taf. 6, Fig. 1—4)

Material:

Holotypus: Li. Unterkieferbruchstück mit P_3—M_3 (1973 XIX 96)

Paratypen:

Unterkiefer: li. P_4 (1973 XIX 97), li. M_1 (1973 XIX 98), re. M_1 (1973 XIX 99), re. M_2 (1973 XIX 100), li. M_3 (1973 XIX 101)

Oberkiefer: re. P^4 (1973 XIX 102), re. P^4 (1973 XIX 103), li. P^4 (1973 XIX 104), re. M^1 (1973 XIX 105), li. M^1 (1973 XIX 106), li. M^1 (1973 XIX 107), li. M^2 (1973 XIX 108), li. M^3 (1973 XIX 109)

Diagnose:

Eine Art der Gattung *Desmanella*, größenmäßig zwischen *Desmanella stehlini* und *Mygalinia hungarica*, P_4 mit ausgebildetem Talonid, aber ohne Metaconid; Hypoconid-Vorderarm und Protoconid-Hinterarm des M_1 vereinigen sich hoch am Metaconid. P^4 mit gerundetem Vorderabhang und drei Nebenspitzen, M^1 mit dreispitzigem Außenhügel neben dem Paraconus und mit runder Lingualwand.

Derivatio nominis: quinquecuspidata = fünfspitzig, wegen des zusätzlichen Hügels neben dem Protoconus von M^1.

Beschreibung des Holotypus:

Das Unterkieferbruchstück (1973 XIX 96, Taf. 6, Fig. 1) trägt die Bezahnung P_3—M_3, die beiden Alveolen von P_2 sind zu erkennen, ebenso wie das Foramen mentale unter dem Protoconid von M_1.

P_2: Den gleichmäßig hintereinander stehenden Alveolen nach zu schließen war der zweite Prämolar zweiwurzelig und etwa gleich groß wie P_3.

P_3 Die Hauptspitze des zweiwurzeligen Prämolaren liegt in der Zahnmitte. Das Paraconid ist gegen die Vorderschneide durch eine Einkerbung abgesetzt, die sich an der Zahninnenseite in einer schwachen Höhlung verliert. Ein Cingulum des Paraconids fehlt, an seine Stelle tritt eine schwache Verdickung der Zahnunterseite. Die steil abfallende Hinterschneide des Protoconids endigt in sanftem Aufwärtsbogen in einem kräftigen Hypoconid, zu dessen beiden Seiten kleine Zahngruben liegen; die innere von beiden ist deutlicher ausgeprägt. Lingual und labial werden sie von einem Cingulum umrahmt, das vom Hypoconid ausgeht. Das äußere der beiden Cingula endet auf Höhe der Außenwandmitte des Protoconids, das innere verliert sich am lingualen Kronenrand auf Höhe der Senke Protoconid-Hypoconid.

P_4: Der zweiwurzelige P_4 ist größer als sein Vorgänger, ihm aber im Zahnmuster ähnlich. Das Paraconid wird von einem schwachen Außencingulum unterlegt, welches noch vor der deutlichen Einkerbung Paraconid-Vorderschneide der Hauptspitze endet. Einen deutlichen Unterschied zum P_3 bildet die Hinterhälfte des Zahnes. Die Innenwand des Protoconids und der Außenrand einer tiefen Zahngrube am Hinterrand des Zahnes bilden eine zusätzliche Kante, die am Kronenrand der Zahninnenseite über ein kräftiges Cingulum mit dem Hypoconid verbunden ist. Ein Metaconid, wie es bei *Mygalinia hungarica* (Schreuder 1940, Fig. 46) ausgebildet ist, fehlt. Die Zahngrube an der hinteren Außenseite ist schwächer als die innere, auch ist das hintere Außencingulum etwas kürzer und weniger kräftig als das vordere.

M_1: Die Höhenrangfolge der fünf Hauptspitzen gliedert sich in Proto-Meta-Para-Ento-Hypoconid. Protoconid und Metaconid sind auffällig eng aneinander gesetzt. Das Protoconid ist mit hoch angesetztem Hinterarm mit dem Metaconid verbunden, der Vorderarm läuft in einem Winkel von 45° zum Paraconid, das durch eine Kerbe abgetrennt ist. Der Hypoconid-Vorderarm verbindet sich mit dem Metaconid hoch an dessen Innenseite und ist deutlich vom Hinterarm des Protoconids abgesetzt. Der Hinterarm des Hypoconids endigt hoch an der Hinterseite des Entoconids, das eine auffällige kräftige Vorderschneide besitzt. Das Außencingulum ist am kräftigsten unter dem Paraconid-Protoconid und dünnt an der Labialwand des letzteren aus. Die Quertalmündung Protoconid-Hypoconid bleibt frei, ebenso die Labialseite des Hypoconids. Erst an dessen Hinterseite ist das Cingulum wieder zu erkennen und läuft zum Hypoconulid.

M_2: Er besitzt annähernd dasselbe Zahnmuster, ist aber deutlich größer als M_1. Die Protoconid-Hinterseite ist schneidenförmig ausgebildet (am M_1 gerundet). Das Cingulum ist speziell am M_2 nicht so lang wie am M_1 und reicht vom Paraconid bis kurz vor die Labialseite des Protoconids.

M_3: Die Größe des letzten Molaren entspricht der des P_4, die Hinterbreite ist schmäler als die Vorderbreite des Zahnes. Das Hypoconulid fehlt, ebenso das hintere Cingulum. Das Labialcingulum ist auf den Bereich Paraconid-Protoconid beschränkt. Der Hypoconid-Vorderarm ist mehr gegen die Mitte des Protoconid-Hinterarms gerichtet.

Beschreibung der Paratypen:

Oberkieferzähne:

P^4 (1973 XIX 102, Taf. 6, Fig. 4): Der Umriß des dreiwurzeligen Prämolaren ist trigonal, die längere Seite liegt in der Längsachse des Zahnes. Die Innenwurzel, projiziert auf die Verbindung der beiden Außenwurzeln, steht zwischen beiden. Die Hauptspitze liegt der Außenwand näher als der Zahnmitte. Der Vorderabhang ist konisch gerundet, am Fuße des vorderen Kronenrandes sitzt ein vom Haupthügel abgesetztes Cingulum. Nach hinten läuft von der Hauptspitze eine Schneide abwärts und endet in einem schwachen Hypoconus. Die linguale Seite der gerundeten Hauptspitze wird durch eine Kante unterbrochen, die von der Hauptspitze abwärts zieht und in der Mitte des lingualen Kronenrandes in einem kleinen Hügel endet. Hinterschneide und eben diese Kante begrenzen den konkaven Hinterabhang, der am Kronenrand von einem Cingulum begrenzt ist. Es reicht lingual bis kurz über die Kante und läuft labial über den Hypoconus bis kurz vor die Höhe der Zahnmitte.

M^1 (1973 XIX 105, Taf. 6, Fig. 2): Der Umriß des dreiwurzeligen Zahnes ist trapezförmig, der labiale Kronenrand bildet die längere Grundlinie. Metastyl, Metaconus und hinteres Mesostyl stehen in V-Form angeordnet. Die beiden ersteren bilden den sehr viel längeren Schenkel. Die Verbindung Paraconus — vorderes Mesostyl ist leicht S-förmig gekrümmt. Die engstehenden Mesostylknospen sind am labialen Rand verdickt, aber durch eine deutliche Kerbe getrennt. Das Vordercingulum beginnt am Fuß des vorderen Mesostyls und schwillt an der Vorderseite des Paraconus zu einem deutlichen, dreikantigen Hügel an. Nach einer kurzen Depression am Kronenrand steigt es zum Protoconulus empor, dem vordersten der drei Innenhügel. Der Protoconus steht vor dem Ausgang des Tales Paraconus-Metaconus, daneben der Hypoconus am Fuße des Metaconus. Von den drei Innenhügeln ist der Protoconus der mächtigste, der Protoconulus der kleinste. Alle drei besitzen eine gemeinsame Verbindungskante. Der gemeinsame labiale Kronenrand dieser Hügel ist im Gegensatz zu *Desmanella stehlini* gerundet. Das Hintercingulum läuft von der Spitze des Hypoconus entlang der hinteren Außenwand des Metaconus und endet am Hinterrand des Mesostyl.

M^2 (1973 XIX 108): Vom zweiten oberen Molaren ist nur eine labiale Hälfte überliefert. Die Außenhöcker sind in Doppel-V-Stellung gehalten. Nach vorliegenden Exemplaren umlaufen Vorder- und Hintercingulum Para- und Metastyl und enden jeweils am Fuße des zweigeteilten Mesostyls.

M^3 (1973 XIX 109, Taf. 6, Fig. 3): Die hintere Außenhälfte des Zahnes ist stark reduziert, die relativ kurze Verbindung Metaconus-Metastyl wieder leicht S-förmig gekrümmt. Die drei Vorderspitzen Metastyl-Paraconus-Parastyl stehen in

gewohnter V-Form angeordnet. Ein Vordercingulum läuft von der nach vorne gekrümmten Verlängerung des Parastyls abwärts, begleitet den Kronenrand und endet am Protoconulus. Das Hintercingulum fehlt.

Diskussion:

Die Zähne dieses Desmans stehen größenmäßig zwischen dem bisher kleinsten Vertreter *Desmanella stehlini* Engesser und der nächstgrößeren Form *Mygalinia hungarica* (Kormos). Die entscheidenden Kriterien für die Bestimmung liegen in der Ausbildung der oberen und unteren Prämolaren sowie im Bau der oberen Molaren. Auffallend ist deren Ähnlichkeit mit M^{1-2} von *Desmanella stehlini*. Sowohl die Zähne von Anwil als auch die der Hammerschmiede besitzen ein engstehendes, aber geteiltes Mesostyl und eine Querverbindung der drei Innenhügel, wie sie bei keinem anderen Vertreter der Desmaninen bisher beobachtet werden konnten. Dies rechtfertigt die Zuordnung der vorliegenden Reste zu der Gattung *Desmanella*. Die Unterschiede zur Art *stehlini* sind jedoch deutlich ausgeprägt. So ist der labiale Umriß des M^1 kreisförmig und das Vordercingulum neben dem Paraconus zu einem auffällig dreieckigen Hügel verdickt, wie er bisher nur von *Desmana pontica* beschrieben war. Auch fehlt das linguale Cingulum zwischen Mesostyl und Metastyl an allen drei oberen Molaren der Hammerschmiede. An den unteren Molaren verläuft der Hypoconid-Vorderarm und Protoconid-Hinterarm getrennt. Beide vereinigen sich kurz vor der Metaconidspitze. Übereinstimmend mit *Desmanella stehlini* ist weiter die verschiedene Ausbildung des Metaconids am M_1 und M_2, wie sie auch den Zeichnungen Engesser's (1972) zu entnehmen ist. An allen M_1 ist die Hinterseite des Metaconids gerundet, am M_2 ist sie mit einer kräftigen Hinterschneide versehen. Das entscheidende Kriterium wäre die Kronenstruktur der unteren und oberen Prämolaren, die jedoch bis jetzt von *Desmanella stehlini* fehlen. Der gerundete Vorderabhang der P^4 aus der Hammerschmiede spricht für einen Vertreter der Desman-Reihe, da die *Galemys*-Reihe sich durch eine Vorderschneide auszeichnet. Dies und das fehlende Metaconid des P_4 schließen eine Zuordnung zu *Mygalinia hungarica* aus. *Desmana pontica* besitzt nach Abbildung und Beschreibung von Schreuder (1940) weitstehende Mesostylknospen am M^1 und schiefstehende Wurzeln am P_3. Beide Merkmale fehlen an den Exemplaren der Hammerschmiede. Die aus Sansan bekannte Form *Mygalea antiqua* besitzt zwar ebenfalls einen deutlich gerundeten Vorderabhang an P^4, jedoch sind Vorder- und Hinterhügelchen schwach entwickelt und der Innenhügel deutlich vom trigonalen Umriß abgesetzt.

Phylogenetische Stellung:

Wenn auch die oberen Molaren von *Mygalinia hungarica* (Kormos) unbekannt sind und somit keine Vergleichsmöglichkeiten mit Desmanella gegeben sind, spricht doch die Mehrzahl der Kriterien für eine nähere Verwandtschaft mit *Mygalea antiqua* oder *Desmana pontica* als mit *Mygalinia hungarica*. Das engstehende Mesostyl an den oberen Molaren, die stärkeren Sekundärhügel am P^4 und das fehlende Metaconid am P_4 sind die Gründe dafür.

Maße:

1973 XIX 96, li. P_3, L = 1,44; B = 0,80; li. P_4, L = 1,64; B = 0,95
li. M_1, L = 2,02; B = 1,27; li. M_2, L = 2,14; B = 1,25
li. M_3, L = 1,70; B = 1,05

1973 XIX 97, li. P_4, L = 1,74; B = 0,95
1973 XIX 98, li. M_1, L = 2,05; B = 1,27
1973 XIX 99, re. M_1, L = 2,18; B = 1,27
1973 XIX 100, re. M_2, L = 2,27; B = 1,33
1973 XIX 101, li. M_3, L = 1,96; B = 1,10
1973 XIX 102, re. P^4, L = 1,80; B = 1,27
1973 XIX 103, re. P^4, L = 1,75; B = 1,20
1973 XIX 104, li. P^4, L = 1,72; B = 1,30
1973 XIX 105, re. M^1, L_1 = 2,66; L_2 = 1,55; B = 1,68
1973 XIX 106, li. M^1, L_1 = 2,72; L_2 = 1,60; B = 1,80
1973 XIX 107, li. M^1, L_1 = 2,50; L_2 = 1,64; B = 1,74
1973 XIX 109, li. M^3, L = 1,24; B = 1,70
L_1 = Länge labial; L_2 = Länge lingual

b. Carnivora

Familie Mustelidae, Subfamilie Mustelinae, Gattung *Proputorius* Filhol 1890

Proputorius sansaniensis Filhol
(Taf. 9, Fig. 1—3)

Material:

Oberkiefer: re. J^3 (1973 XIX 22), re. P^4 (1973 XIX 23),
Unterkiefer: re. P_3 (1973 XIX 24), re. M_1 (1973 XIX 25), li. M_2 (1973 XIX 26)

Oberkieferzähne:

J^3 (1973 XIX 22): Der Inzisiv zeigt im Vergleich mit *Martes foina* dieselben Merkmale.

P^4 (1973 XIX 23, Taf. 9, Fig. 2): Der Paraconus des dreiwurzeligen Zahnes steht genau in der Mitte zwischen Parastyl und Metastyl. Die Metastylklinge ist ebenso stark gebogen und besitzt dieselbe Ausbildung wie bei *Martes*. Vom Paraconus läuft ein Grat parallel dem labialen Kronenrand abwärts zum schwach entwickelten Parastyl. Vom labialen Rand des Parastyls zieht ein schwaches Cingulum zu dessen Vorderrand, passiert den Labialgrat des Paraconus und endet am lingualen Innenrand des Parastyls. Ein zweiter Grat, nach lingual gekrümmt, zieht vom Paraconus in Richtung Protoconus abwärts und endet am Fuße des Hügels. Der Vorderabhang des Paraconus zwischen den beiden Graten ist schwach konkav. Der Protoconus ist extrem rundlich gebaut, seine zwiebelförmige Spitze nach hinten-labial gerichtet. Der Hügel steht, gemessen am labialen Kronenrand, etwas vor dem Parastyl. Die Einbuchtung zwischen Protoconus und Parastyl ist viel schwächer als bei *Martes foina*. Vom lingualen Hinterrand des Zahnes zieht ein Cingulum entlang des Kronenrandes, schwächt sich auf der Höhe des Paraconus ab und endet am Fuße des Protoconus.

Unterkieferzähne:

P_3 (1973 XIX 24): Die Hauptspitze des zweiwurzeligen Prämolaren über dem Hinterrand der Vorderwurzel ist leicht nach innen geneigt. Vorder- und Hinterschneide enden am Vorder- und Hinterrand des Zahnes in einem Cingulum. Es reicht lingual etwas weiter zur Zahnmitte als labial. Der Hinterrand des Zahnes ist lingual ein wenig ausgebuchtet, somit ist die Hinterbreite größer als die Vorderbreite.

M_1 (1973 XIX 25, Taf. 9, Fig. 1a, 1b): Die mäßig geneigte Paraconidklinge ist ebenso nach lingual gerichtet wie bei *Martes foina*. Sie ist genauso lang wie die Protoconidschneide. Das schlanke Metaconid ist nur wenig niedriger als das Paraconid, gegen das Protoconid etwas nach rückwärts versetzt, aber nicht so stark wie bei *Martes foina*. Vom Protoconid führt ein schwacher Innengrat nach lingual abwärts, trifft sich dort mit einem Innengrat des Metaconids. Beide Grate verengen das Tal zwischen beiden Hügeln. Die charakteristische Partie des Zahnes ist das Talonid. Vom Hinterabhang des Protoconids, etwa im Bereich des unteren Drittels, läuft ein schmales Grätchen abwärts. Durch eine Kerbe getrennt folgt die Hypoconidvorderschneide. Sie ist leicht nach labial gerichtet und endet in der Hypoconidspitze. Die schwach nach lingual gelenkte Hypoconidhinterschneide endet in der labialen Außenecke der Krone in einem geperlten Cingulum. Es läuft im Halbkreisbogen, ohne wesentlich an Höhe zu verlieren, zum Hinterrand des Metaconids. Die Innenfläche des Hypoconids bildet einen mäßig steilen Abhang nach lingual. Zwischen Cingulum und Hypoconidabhang verläuft eine Senke, deren tiefste Stelle zwischen Metaconid und lingualem Hinterrand der Krone gegenüber der Hypoconidspitze liegt.

M_2 (1973 XIX 26, Taf. 9, Fig. 3): Der vermutlich einwurzelige Zahn hat trapezförmigen Umriß, die vordere Breite ist größer als die hintere. Vier Elemente bestimmen das Kronenmuster. Ein teilweise gezähneltes Vordercingulum erstreckt sich von der vorderen Außenseite bis zur Mitte der Innenseite und endet dort am Fuße des Metaconids. Dieser Hügel ist lingual konisch geformt, labial läuft ein gut markierter Innengrat in das Zentrum des Zahnes. Das Hintercingulum ist von Metaconid und Protoconid durch ein gebogenes Quertal getrennt und zieht von der hinteren Außenecke zur hinteren Innenecke. Das Protoconid ist subzentral am Labialrand des Zahnes gelegen. Seine Vorderseite taucht nach vorne ab und ist vom Vordercingulum durch ein Tälchen getrennt. Die Hinterseite ist konisch. Auffallend ist die furchige Abgrenzung des Protoconids am Labialrand der Krone.

Diskussion:

Die gleichmäßig schwache Usur an den Schneiden von P^4 und M^1 sowie die gleichzeitige Überlieferung aus einer Schlämmprobe führen zur Annahme, daß alle Zähne dieses Carnivoren einem einzigen Individuum angehörten.

Die Ausbildung des Talonids am M_1 mit einem kräftigen Hypoconid und dem hohen, geperlten Cingulum schließt einen Vertreter der Gattung *Martes* aus. Das Fehlen eines Entoconids und der fließende Übergang des Cingulums in den Hinterabhang des Metaconids lassen an die Gattungen *Proputorius* oder *Mesomephitis* denken. Petter (1963) hat deren gemeinsame und unterschiedliche Merkmale beschrieben. Nach ihren Diagnosen wäre die Talonidausbildung des vorliegenden M_1 eher mephitin, da die größte Breite des Zahnes im Bereich des Talonids liegt und dessen tiefste Stelle sich am Fuße des Hypoconidabhanges befindet. Zudem ist das Tal zwischen Protoconid und Metaconid durch Grate verengt. Den Abbildungen und Beschreibungen von Ginsburg (1961) ist jedoch eine Variation des Talonids am M_1 von *Proputorius sansaniensis* zu entnehmen. Auch übertrifft der M_2 des Exemplares der Hammerschmiede den des *Mesomephitis medius* erheblich an Größe und besitzt große Ähnlichkeit mit *Proputorius sansaniensis*. Da von beiden Gattungen keine oder nur Bruchteile der oberen Reißzähne bekannt sind und der vorliegende P^4 eher musteline als mephitine Struktur zeigt, werden diese Carnivorenreste zur Gat-

tung *Proputorius* gestellt. Mit einer Länge des M_1 von 8,3 mm liegt der M_1 im Variationsbereich der Art *sansaniensis*.

Maße:
re. P^4, L (extern) = 7,2; L (intern) = 8,0; B = 4,0
re. P_3, L = 4,3; B (Vorderwurzel) = 1,75; B (Hinterwurzel) = 2,2
re. M_1, L = 8,3; B (Trigonid) = 3,2; B (Talonid) = 3,6; L (Trigonid) = 5,3; L (Talonid) = 3,0
li. M_2, L = 2,50; B = 2,35

c. Rodentia

Familie Sciuridae, Subfamilie Petauristinae, Gattung *Miopetaurista* Kretzoi 1962

Miopetaurista albanensis quiricensis (Villata)
(Taf. 8, Fig. 1—5)

1928 *Sciuropterus albanensis* Major; Stromer, Taf. II, Fig. 21
1950 *Sciuropterus albanensis quiricensis* nov. subsp.; Villalta, Taf. X
1966 *Sciuropterus grimmi* nov. sp.; Black, Taf. VI, Fig. D
1970 *Miopetaurista albanensis quiricensis* (Villalta, 1950); Mein, Fig. 13
1970 *Miopetaurista grimmi* (Black, 1966); Mein, S. 20

Material:
Oberkiefer: re. P^4 (1973 XIX 39), li. P^4 (1973 XIX 38), re. M^1 (1973 XIX 40), re. M^3 (1973 XIX 41), li. M^3 (1973 XIX 42)
Unterkiefer: li. P_4 (1973 IX 35), li. M_1 (1973 XIX 36), li. M_1 (1973 XIX 37)

Beschreibung der Oberkieferbezahnung:
P^4 (1973 XIX 39, Taf. 8, Fig. 1): Der dreiwurzelige Zahn besitzt anstelle eines Vordercingulums einen mächtigen Außenhöcker, der die Stärke der Haupthöcker erreicht, vom Paraconus aber durch eine tiefe Rinne getrennt ist. Die Hökkerinnenseite ist dreifach gegliedert. Nach labial läuft ein Grat, der an der hinteren Außenwand in einem Hügel endet. Ein zweiter Grat in Richtung Längsachse des Zahnes verliert sich vor der Längsrinne, die Außenhöcker und Metaconus trennt. Der dritte Grat taucht ein kurzes Stück lingual abwärts und gabelt sich in zwei weitere Grätchen auf. Das vordere behält die linguale Richtung bei, das zweite bildet das Vordercingulum und vereinigt sich mit dem Vordersporn des Protoconus. Vom Protoconus selbst gehen vier Grate aus, der Vordersporn, der Hintersporn sowie zwei Grate auf der Labialseite. Der vordere der Labialgrate mündet in einen starken Protoconulus, der wiederum durch einen kräftigen Grat mit dem Paraconus verbunden ist. Der hintere Grat endet in einem gut entwickelten Metaconulus an dessen Innenseite und verschmilzt dabei mit dem Verbindungsgrat Protoconus-Paraconus. Dadurch entsteht eine tiefe, geschlossene Grube an der Innenseite des Protoconus. Der Metaconus ist ebenfalls an seiner Vorderseite mit dem Metaconulus verbunden. Paraconus und Metaconus sind an ihrer Außenseite wieder dreigeteilt. Der mittlere der drei Grate des Paraconus ist nochmals gegabelt und schwächer als die beiden Außengrate, die in kleine Hügelchen münden. Am Metaconus ist der mittlere Grat stärker als die beiden äußeren.

Der zweite P^4 (1973 XIX 38) besitzt anstelle der zwei Grate, die Protoconus, Protoconulus und Metaconulus verbinden, nur einen Grat. Die abgeschlossene Grube zwischen Protoconulus und Metaconulus bleibt bestehen.

M^1 (1973 XIX 40, Taf. 8, Fig. 2): Der dreiwurzelige Zahn von gerundet rechteckigem Umriß zeigt im Gegensatz zu P^4 weniger sekundäre Schmelzfalten. Die Seitensporne des Protoconus biegen nach lingual um und rahmen zu beiden Seiten des Protoconus tiefe Gruben ein. Der hintere Seitensporn schwillt im Bereich des Hintercingulums zu einem Hügel an. Protoconus, Protoconulus und Paraconus sowie Protoconus, Metaconulus und Metaconus sind wie am P^4 an der Innenseite miteinander durch Grate verbunden. Eine tiefe Querrinne läuft vom labialen Abhang des Protoconus zum labialen Kronenrand und trennt die Haupthügel voneinander. Sie ist länger als die des P^4, da die durch Querverbindung von Para- und Metaconulus abgeschlossene Grube fehlt. Zwischen dem vorderen Seitenarm des Protoconus und des Paraconus ist ein stärkeres Cingulum ausgebildet als zwischen hinterem Seitenarm und Metaconus. Alle Hügel sind allgemein kräftiger und höher als an *Miopetaurista albanensis.* Der Paraconus schickt einen langen Sporn zum Labialrand der Längsrinne. Ein zweiter Grat läuft nach vorne labial und endet im Vordercingulum. Der Metaconus, ebenfalls mit zwei Graten ausgestattet, sendet einen Sporn zur Längsrinne, jedoch viel schwächer als der entsprechende des Paraconus. Ein zweiter Grat läuft zum hinteren Kronenrand und verbindet sich mit dem Hintercingulum. Es ist im Bereich Paraconus-Metaconus schwächer als am lingualen Rand des Paraconus.

M^3 (1973 XIX 41, Taf. 8, Fig. 3): Der dreiwurzelige letzte Molar zeigt in seiner Vorderhälfte dasselbe Muster wie M^1. Von den am Lingualrand des Zahnes gelegenen Gruben zu beiden Seiten des Protoconus ist die vordere deutlicher ausgeprägt. Der Umriß der Hinterhälfte ist im labialen Bereich stärker ausgebuchtet. Der hintere Mittelsporn des Protoconus biegt in der Zahnmitte zum hinteren Kronenrand um, vereinigt sich dort mit dem nach lingual führenden Hauptgrat des Metaconus (Außencingulum) und bildet zusammen mit dem Hintersporn des Protoconus eine abgeschlossene Grube. Der Metaconus liegt direkt vor der Ausbuchtung Hinterseite-Labialseite am Kronenrand, durch je eine kleine Grube lingual und labial markiert. Der Vorderabhang des Metaconus ist durch zwei Grate begrenzt. Der eine, dreifach verzweigt, läuft vom hinteren Außenrand zur Längsrinne; der zweite, ohne Verzweigung, erstreckt sich vom Labialsporn des Metaconus ein kurzes Stück nach lingual.

Diskussion:

Nach Mein (1958) werden im Obermiozän drei Formen der Gattung *Miopetaurista* unterschieden: *albanensis, grimmi* sowie *albanensis quiricensis,* wobei nach Auffassung dieses Autors *Miopetarista albanensis quiricensis* eine Zwischenform von M. *albanensis* und M. *grimmi* sein soll. Das neue Material der Fundstelle sowie der Vergleich mit dem Typusstück *Miopetaurista grimmi* von Marktl (1952 X 80) waren der Anlaß, dieses Material mit der von Villalta 1950 beschriebenen Form *M. albanensis quiricensis* zu vergleichen. Am M_1 des wenig abgekauten Exemplares der Hammerschmiede (1973 XIX 36) ist am labialen Abhang des Metaconids ein zusätzlicher Grat zu beobachten, der zwischen Vordercingulum und Metalophid an der Trigonidsenke endet. Diese Struktur wäre zweifellos als Unterschied zu werten, wenn nicht die starke Abkauung des Typusstückes von *Miopetaurista grimmi* durch Black unberücksichtigt geblieben wäre. So zeigen jene beiden ersten Molaren bei schräg einfallendem Licht noch deutlich dieselbe Fortsetzung des Metalophids zur Zahnmitte hin, die so klar an den Exemplaren der Hammerschmiede und San Quir-

ce zu erkennen ist. Beide Arten haben also an den unteren Molaren eine Verlängerung des Metalophids zur Zahnmitte und die Dreiteilung der Innenwand in Entoconid, Posterolophid und Hypoconulid gemeinsam. Aus diesen Gründen wird *Miopetaurista grimmi* als Synonym von *Miopetaurista albanensis quiricensis* aufgefaßt und eine um die oberen Molaren erweiterte Diagnose gegeben.

Neufassung der Diagnose von *Miopetaurista albanensis quiricensis:*

Größer als M. *albanensis,* Dreiteilung der Innenwand an den unteren Molaren in Entoconid, Posterolophid und Hypoconulid, Metalophid mit einem Seitenast zur Zahnmitte. Oberer Prämolar mit ungewöhnlich kräftigem Außenhügel, M^{1-2} mit abgeschlossener Grube am labialen Abhang des Protoconus durch Gratverbindung Metaconulus-Paraconulus, divergierende Labialgrate am Protoconus im Gegensatz zu *M. albanensis* (parallelständig).

Maße:

1973 XIX 35, li. P_4, L = 3,45; B_v = 3,17; B_h = 3,75
1973 XIX 36, li. M_1, L = 3,55; B_v = 3,50; B_h = 3,90
1973 XIX 37, li. M_1, L = 3,65; B_v = 3,55; B_h = 4,20
1973 XIX 38, li. P^4, L = 4,00; B = 4,30
1973 XIX 39, re. P^4, L = 4,25; B = 4,49
1973 XIX 40, re. M^1, L = 3,40; B = 4,10
1973 XIX 41, re. M^3, L = 3,65; B = 3,97
1973 XIX 42, li. M^3, L = 3,60; B = 4,00

Familie Cricetidae, Subfamilie Cricetinae, Gattung *Megacricetodon* Fahlbusch 1964

Megacricetodon aff. *debruijni* Freudenthal

Material: 70 Einzelzähne (1973 XIX 110—179)

Sowohl innerhalb der Cricetiden wie auch der Säugetierfauna insgesamt ist diese Art die häufigste. Sie zeigt relativ enge Beziehungen zu den Populationen, welche als *Megacricetodon* aff. *schaubi* von Giggenhausen und Marktl (Fahlbusch 1964, S. 69) und Anwil (Engesser 1972, S. 242) beschrieben wurden. Von Freudenthal (1968, S. 61) wurde eine ebenfalls sehr kleine Spezies als *Megacricetodon debruijni* aus Nombrevilla und Pedregueras II C bekannt gemacht, in deren Verwandtschaft trotz einiger Unterschiede wohl die zuvor genannten Materialien aus der Schweiz und Süddeutschland zu stellen sind. Die Tatsache, daß an den spanischen Belegen im Gegensatz zu den mitteleuropäischen das Anteroconid des M_1 oft eine schwache Zweiteilung zeigt, hat eine Parallele in anderen Entwicklungsreihen von *Megacricetodon* und spricht für gewisse geographische Unterschiede, weshalb eine unmittelbare Gleichstellung nicht vorgenommen werden darf. Wichtig dagegen ist die Gestalt der Innenbucht am M^2, seltener am M^1: Für das Material von Giggenhausen und Marktl (Fahlbusch 1964, S. 69) fiel bereits auf, daß die Innenbucht an einigen Zähnen stark nach vorne umgebogen ist (offenbar als Folge einer Reduktion des Protoconus-Hinterarmes). Freudenthal (1968) konnte zeigen, daß diese Erscheinung an einem Teil des Materials von Nombrevilla auch auftritt, bei der jüngeren Lokalität Pedregueras II C sogar den Normalfall darstellt. Es handelt sich also um ein Merkmal, das in Giggenhausen und Marktl vereinzelt auftritt (aus Anwil liegen hierüber keine Angaben vor) und gegen jüngere Lokalitäten zu sich mehr und mehr durchsetzt. An den Zähnen von der Hammerschmiede ist die Innenbucht bei sämtlichen (11) M^2 und bei 4 von 10 M^1 stark nach vorne gebogen.

In den Maßen entsprechen die Zähne teilweise denen von Anwil, Giggenhausen und Marktl, teilweise sind sie etwas größer, erreichen aber nicht die Größe von *Megacricetodon similis*. Auch für die spanischen Belege liegen die Maße z. T. höher als die von Giggenhausen und Marktl.

Die ungeteilte Vorderknospe der M_1 von der Hammerschmiede läßt eine unmittelbare Zuordnung zu der aus Spanien beschriebenen Art nicht zu. Die Übereinstimmung in allen anderen Merkmalen einschließlich der Größe beweist jedoch die nahe Verwandtschaft. Die Entwicklung der Innenbucht am M^2 (z. T. auch M^1) ist als stratigraphisch wichtiges Merkmal zu werten und spricht für die Gleichaltrigkeit der Population von der Hammerschmiede und der *Hipparion* führenden Fundorte Spaniens, insbesondere Pedregueras II C.

4. Das Alter der Fauna

Durch die Lage der Fundstelle im Verbreitungsbereich der „jüngeren Serie" der Oberen Süßwasser-Molasse (Dehm 1955) und die mikrofloristischen Untersuchungen von L. Meyer (1956) waren bereits Hinweise auf eine Einstufung der Fauna von der Hammerschmiede in den Grenzbereich Miozän/Pliozän gegeben.

Eine Untersuchung der Säugetierreste zeigte, daß zahlreiche Arten vorhanden sind, welche auch aus anderen, typisch obermiozänen Faunen bekannt sind. Von diesen sind zu nennen:

Martes pusillus Viret
Proputorius sansaniensis Filhol
Spermophilinus bredai (H. v. Meyer)
Steneofiber minutus (H. v. Meyer)
Microdyromys miocaenicus (Baudelot)
Eomuscardinus aff. *sansaniensis* (Lartet)
Myoglis larteti Baudelot
Anomalomys gaudryi Gaillard
Democricetodon gaillardi freisingensis Fahlbusch
Amphilagus fontannesi (Deperet)

Diesen Arten stehen jene gegenüber, welche bisher von miozänen Fundorten Süddeutschlands nicht bekannt waren:

Angustidens excultus n. sp.
Miopetaurista albanensis quiricensis (Villalta)
Microtocricetus molassicus Fahlbusch & Mayr

Von diesen sind die beiden Nager bereits aus Marktl belegt, für welche Fundstelle nach der geologischen Situation (Grimm 1957) und besonders der Cricetidenfauna (Fahlbusch 1964) unterpliozänes Alter vermutet wurde. *Miopetaurista albanensis quiricensis* (= *Miopetaurista grimmi* Black) leitet sich zwar von der obermiozänen Stammform *Miopetaurista albanensis albanensis* (La Grive) ab, hat aber in dieser Unterart an der Typlokalität San Quirze[2]), Spanien, sicher unterpliozänes

[2]) Aus welchem der beiden Fundniveaus von San Quirze (Obermiozän oder Unterpliozän) der Typus stammt, ist nach der Literatur nicht zu ermitteln, doch spricht die Entwicklungshöhe dieser Unterart für ein eindeutig jüngeres Alter als diejenige der Form von La Grive.

(vallesisches) Alter. Für *Microtocricetus* können als bisher unbekanntes Faunenelement keine Vorläufer angegeben werden, jedoch zeigt er im Zahnbau Entwicklungstendenzen, welche in dieser Weise von obermiozänen Cricetiden völlig unbekannt sind (Fahlbusch & Mayr 1974).

Die sichersten Hinweise auf unterpliozänes Alter ergeben sich aus den Vergleichen für *Megacricetodon* aff. *debruijni* und *Leptodontomys catalaunicus* mit entsprechenden Formen von Pedregueras II C (Freudenthal 1968) bzw. Can Llobateres (Hartenberger 1966). *Megacricetodon* aff. *debruijni* besitzt zwar im Gegensatz zu der spanischen Form ein ungeteiltes Anteroconid am M_1, zeigt aber in der phylogenetisch bedeutsameren Ausbildung der Innenbucht am M^2 ein Entwicklungsniveau, das höher steht als das von Nombrevilla und demjenigen von Pedregueras II C genau entspricht.

Zusammenfassend läßt sich daher folgendes feststellen: Die Kleinsäugerfauna der Hammerschmiede ist nach Vergleichen mit obermiozänen Fundorten Süddeutschlands die jüngste aller bisher aus diesem Gebiet bekannt gewordenen Faunen. Nach Vergleichen mit den *Hipparion* führenden Faunen Spaniens (Nombrevilla, Can Llobateres und Pedregueras) ist die Fauna in das Unter-Pliozän (Vallesium) zu stellen.

Literatur

Ammon, L. v.: Bayerische Braunkohlen und ihre Verwertung. — 83 S., 16 Abb., 2 K., München (Wolf & Sohn), 1911.

Baudelot, S.: Etude des Chiroptères, Insectivores et Rongeurs du miocène de Sansan (Gers). — Thèse Univ. Toulouse, **496**, 364+XVI S., 90 Abb., 32 Tab., 16 Taf., Toulouse 1972.

Black, C. C.: Tertiary Sciuridae (Mammalia: Rodentia) from Bavaria. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6**, 51—63, 3 Taf., München 1966.

Dehm, R.: Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. Erl. geol. Übers.-Kt. süddeutsch. Molasse, Bayer. geol. L.-Amt München, 81—88, München 1955.

Engesser, B.: Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). — Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28**, 35—363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf., Liestal 1972.

Fahlbusch, V.: Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **118**, 1—136, 67 Abb., 7 Taf., München 1964.

Fahlbusch, V.: Phylogenie und stratigraphische Bedeutung der miozänen Cricetiden (Mamm., Rodentia) Südbayerns. — Proc. IV. Sess. Comm. Mediterr. Neog. Stratigr., Giorn. Geol. (2) **35**, 153—159, Bologna 1970.

Fahlbusch, V.: Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**, 63—90, 1 Tab., 11 Abb., München 1975.

Fahlbusch, V. & H. Mayr: Microtoide Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Paläont. Z., **49**, 78—93, 13 Abb., Stuttgart 1975.

Fejfar, O.: Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* Gaillard, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, 168—193, 6 Abb., Stuttgart 1972.

Freudenthal, M.: On the Mammalian Fauna of the *Hipparion*-Beds in the Calatayud-Teruel Basin (Prov. Zaragoza, Spain). Part IV. The Genus *Megacricetodon* (Rodentia). — Proc. Kon. nederl. Akad. Wet., (B), **71**, 57—72, 3 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1968.

Ginsburg, L.: La faune des carnivores miocènes de Sansan (Gers). — Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., (C), **9**, 1—190, 72 Abb., 20 Taf., Paris 1961.

Grimm, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. geol. Jb., **26**, 97—183, 14 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Hannover 1957.

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — XX+950 S., Gotha 1861.

Hartenberger, J.-L.: Les Cricetidae (Rodentia) de Can Llobateres (Néogène d'Espagne). — Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., **7**, 487—498, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Paris 1966.

Hartenberger, J.-L.: Les Rongeurs du Vallésien (Miocène supérieur) de Can Llobateres (Sabadell, Espagne): Gliridae et Eomyidae. — Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., **8**, 596 bis 604, 5 Abb., 2 Tab., Paris 1967.

James, G. T.: Paleontology and Nonmarine Stratigraphy of the Cuyama Valley Badlands, California. Part I. Geology, Faunal Interpretations, and Systematic Descriptions of Chiroptera, Insectivora, and Rodentia. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., **45**, 1—154, 53 Abb., 25 Tab., 8 Taf., Berkeley u. Los Angeles 1963.

Kowalski, K.: The Pliocene and Pleistocene Gliridae (Mammalia, Rodentia) from Poland. — Acta zool. Cracoviensia, **8**, 533—567, 15 Abb., Kraków 1963.

Kowalski, K.: Rodents from the Miocene of Opole. — Acta zool. Cracoviensia, **12**, 1—18, 17 Abb., 7 Taf., Kraków 1967.

Lindsay, E. H.: Small Mammal Fossils from the Barstow Formation, California. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., **93**, 1—104, 55 Abb., 12 Tab., Berkeley u. Los Angeles 1972.

Mein, P.: Les mammifères de la faune sidérolithique de Vieux-Collonges.-Nouv. Arch. Mus. Hist. Natur. Lyon, **5**, 1—122, 172 Abb., Lyon 1958.

Mein, P.: Les Sciuroptères (Mammalia, Rodentia) Neogènes d'Europe Occidentale. — Geobios, **3**, 7—77, 85 Abb., Lyon 1970.

Meyer, B. L.: Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. — Geologica Bavarica, **25**, 100—128, 2 Diagr., 5 Taf., 2 Beil., München 1956.

Petter, G.: Mustélidés nouveaux du Vallésien de Catalogne. — Ann. Paléont., Vertébrés, **53**, 91—113, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Paris 1967.

Repenning, Ch. A.: Subfamilies and genera of the Soricidae. — Geol. Surv. Prof. Pap., **565**, 1—74, 42 Abb., Washington 1967.

Schreuder, A.: A Revision of the Fossil Water-Moles (Desmaniae). — Arch. Néerland. Zool., **4**, 201—333, 100 Abb., Leiden 1940.

Seemann, I.: Die Insektenfresser, Fledermäuse und Nager aus der obermiozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. — Palaeontographica, A, **89**, 1—56, 35 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1938.

Stromer, E.: Wirbeltiere im obermiocänen Flinz Münchens. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Abt. **32**, 1—71, 3 Abb., 3 Taf., München 1928.

Stromer, E.: Die jungtertiäre Fauna des Flinzes und des Schweiß-Sandes von München. Nachträge und Berichtigungen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **48**, 1—102, 2 Abb., 3 Taf., München 1940.

Thenius, E.: Zur Revision der Insektivoren des steirischen Tertiärs. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **158**, 671—693, 5 Abb., 5 Tab., Wien 1949.

Villalata, J. F. de: Sobre un esciuroptero del Vindoboniense del Valles-Penedes. — Bol. Soc. Espan. Hist. Natur., **48**, 53—59, 1 Taf., Madrid 1950.

Viret, J.: Etude sur quelques Erinacéidés fossiles (suite), genres *Plesiosorex, Lanthanotherium*. — Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Lyon, **39**, 33—65, 8 Abb., 1 Taf., Lyon 1940.

Viret, J.: Catalogue critique de la faune des mammifères miocènes de La Grive Saint Alban (Isère). Prémière partie: Chiroptères, carnivores, édentés pholidotes. — Nouv. Arch. Mus. Hist. Natur. Lyon, **3**, 1—104, 23 Abb., 4 Taf., Lyon 1951.

Wilson, R. W.: Early Miocene Rodents and Insectivores from Northeastern Colorado. — Univ. Kansas Paleont. Contr., Vertebrata, **7**, 1—92, 131 Abb., Lawrence/Kansas 1960.

Tafelerklärungen

Tafel 6
Alle Figuren × 25

Fig. 1—4: *Desmanella quinquecuspidata* n. sp., Unterpliozän, Hammerschmiede
1: li. Unterkieferast P_3—M_3, Holotypus 1973 XIX 96, a: von labial, b: von occlusal
2: re. M^1, 1973 XIX 105
3: li. M^3, 1973 XIX 109
4: re. P^4, 1973 XIX 102

Tafel 7
Alle Figuren × 25

Fig. 1—9: *Angustidens excultus* n. sp., Unterpliozän, Hammerschmiede
1: li. P^4, 1973 XIX 55
2: li. M^1, 1973 XIX 58
3: li. M^2, 1973 XIX 63
4: li. M^3, 1973 XIX 66
5: li. M_1, 1973 XIX 44; a: von labial, b: von occlusal
6: li. ob. Antemolar, 1973 XIX 82
7: li. ob. Antemolar, 1973 XIX 49
8: re. ob. Antemolar, 1973 XIX 77
9: re. P_4, Holotypus, 1973 XIX 79; a: von lingual, b: von occlusal

Tafel 8
Alle Figuren × 12,5

Fig. 1— 5: *Miopetaurista albanensis quiricensis* (Villalta), Unterpliozän, Hammerschmiede
1: re. P^4, 1973 XIX 38
2: li. M^1. 1973 XIX 40
3: re. M^3, 1973 XIX 41
4: li. M_1, 1973 XIX 36
5: li. M_1, 1973 XIX 37

Fig. 6—10: *Plesiosorex* aff. *schaffneri* Engesser, Unterpliozän, Hammerschmiede
6: li. M^1, 1973 XIX 92
7: li. M^2, 1973 XIX 93
8: li. M^3, 1973 XIX 94
9: re. M_2, 1973 XIX 84
10: re. M_3, 1973 XIX 85

Tafel 9
Alle Figuren × 12,5

Fig. 1—3: *Proputorius sansaniensis* Filhol, Unterpliozän, Hammerschmiede
1: re. M_1, 1973 XIX 25; a: von lingual, b: von occlusal
2: re. P^4, 1973 XIX 23
3: li. M_2, 1973 XIX 26

Fig. 4—5: *Martes pusillus* Viret, Unterpliozän, Hammerschmiede
4: li. P^4, 1973 XIX 34
5: re. M_1, 1973 XIX 32

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 113—117 München, 15. 9. 1975

Teutloporella echinata n. sp., eine neue Dasycladacee aus dem Esinokalk der Lombardischen Alpen (Mitteltrias, Norditalien)

Von Ernst Ott, München[1])

Mit 3 Abbildungen und Tafel 10

Kurzfassung

Aus einem Bohrkern des Esinokalks vom M. Ario in der Ostlombardei wird eine neue Kalkalge als *Teutloporella echinata* beschrieben. Die Alge besitzt ein dünnes Zentralrohr und ein dichtes Stachelkleid aus isoliert verkalkten Ästen. Ihr Standort ist im Riff selbst gelegen, nicht in der sonst für Dasycladaceen bezeichnenden Lagunenfazies. Die Fundschicht gehört in die ladinische Stufe der Alpinen Trias.

Summary

A new species of the dasyclad genus *Teutloporella* is described from a boring core of the Esino limestone at M. Ario (Southern Alps, N-Italy). The new species shows a small central tube covered by a dense mantle of spiny isolated irregularly diverging branches. Because of its hedgehog-like appearance *T. echinata* can easily be recognized and distinguished from other species of the genus *Teutloporella*. The new form does not occur together with other dasyclad algae in the lagoonal deposits of the Esino limestone, but seems to be restricted to niches within the reef framework. — The age is Ladinian, Middle Triassic.

Einleitung und Fundgeschichte

Der Esinokalk der Lombardischen Alpen ist ein Alters- und Fazies-Äquivalent des nordalpinen Wettersteinkalkes. Die üblichen Wettersteinkalk-Algen *Diplopora annulata* und *Teutloporella herculea* sind von der Typlokalität Esino am Comersee schon seit dem letzten Jahrhundert bekannt. Es überrascht, nun im Esinokalk eine neue Alge zu finden, die man im ziemlich gut untersuchten Wettersteinkalk bislang nicht kennt. Sie ist bei einem Nadelstich in den Monte Ario (zwischen Garda- und Iseo-See, vgl. Abb. 1) zutage gekommen: Bei der Prospektion auf die in mitteltriadischen Karbonatkomplexen verbreiteten schichtgebundenen Blei-Zink-Vererzun-

[1]) Priv.-Doz. Dr. Ernst Ott, Lehrstuhl für Geologie, Technische Universität, 8 München 2, Arcisstraße 21.

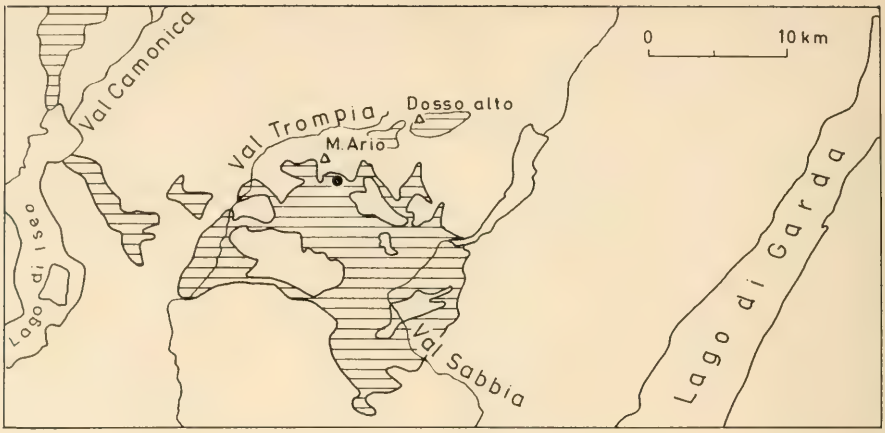


Abb. 1: Lageskizze des Fundortes. Die Verbreitung von Ladin und Karn ist schraffiert angegeben.

gen wurden dort 6 Sondierungsbohrungen niedergebracht, durch die Firma S. M. M. Pertusola, welche die wichtigste Blei-Zink-Lagerstätte Italiens in Salafossa (Prov. Belluno) abbaut. Eine durchgehend gekernte Bohrung, die mit 250 Metern den gesamten Esinokalk des M. Ario durchteufte, traf zwar keine nennenswerte Vererzung an. Aber sie lieferte Herrn Dr. M. Epting ein sehr informatives, kontinuierliches Esinokalk-Profil für seine sedimentologischen Untersuchungen in der ostlombardischen Mitteltrias, die im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Geodynamik des mediterranen Raumes" durchgeführt wurden (EPTING 1974). Auch die im folgenden beschriebene Alge kam dabei ans Licht. Für die Überlassung des Fundes sei Herrn Dr. EPTING an dieser Stelle herzlich gedankt.

Beschreibung

Familie Dasycladaceae KÜTZING 1843
Gattung *Teutloporella* PIA 1912

Teutloporella echinata n. sp.

Name: Nach lat. echinus, der See-Igel. Wegen des stacheligen Habitus.
Fundort: Monte Ario, Lombardische Alpen. Bohrprofil in 116 m Teufe.
Fundschicht und Alter: Esinokalk, Mitteltrias (Ladin).
Holotyp: Schliff Ario 3. Abbildungen daraus auf Taf. 10, Fig. 1 und in Abb. 2b.
Aufbewahrung: Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.
Untersuchtes Material: 3 Handstücke und 9 Schliffe mit zahlreichen Exemplaren. Inv. Nr. A 192—200 a/75.

Allgemeiner Bau:

Die Stammzelle besteht aus einem dünnen Schlauch von 0,2—0,6 mm ϕ. Daran sitzen in dicht gedrängter Folge stachelförmige Äste vom trichophoren (haarförmigen) Typ, welche für die Zuordnung zur Gattung *Teutloporella* entscheidend sind. Die Äste sind nicht in einer röhrenförmigen Kalkschale eingeschlossen, wie das bei Dasycladaceen gewöhnlich der Fall ist. Sie sind bald nach ihrer Abzweigung von der Stammzelle frei und isoliert verkalkt. Außerdem divergieren sie nach allen Richtungen und überkreuzen sich zum Teil, was den Eindruck von einem Stachelkleid eines Igels bewirkt.

Der äußere Durchmesser der verkalkten Thalli schwankt zwischen 1,6 und 3,1 mm. In einem Querschnitt sind 25—35 Äste zu zählen, wobei allerdings nicht alle im gleichen Niveau an der Stammzelle entspringen. Es ist überhaupt schwer zu erkennen, wie die Äste an der Stammzelle inseriert sind, weil sie dort so dicht stehen, daß die Verkalkung zwischen ihnen aussetzt. Auf die verkalkte Innenröhre folgt fast immer ein auskristallisierter Hohlraum und erst weiter nach außen sind die Äste klar erkennbar. (Taf. 10, Fig. 1 und 2). Manchmal hat man den Eindruck, daß Äste nahe der Ursprungsstelle dichotom verzweigt sind, was auf die Gattung *Diplopora* hindeuten würde (besonders Taf. 10, Fig. 2 rechts oben). Wir glauben allerdings, daß dies auf Überkreuzung der Äste beruht, denn an anderen Stellen sieht man sie wieder deutlich einzeln entspringen.

Wegen der dichten Besetzung der Stammzelle mit Ästen ist auch nicht zu entscheiden, ob die Äste nun in klaren Wirteln oder regellos angeordnet sind. Dieses

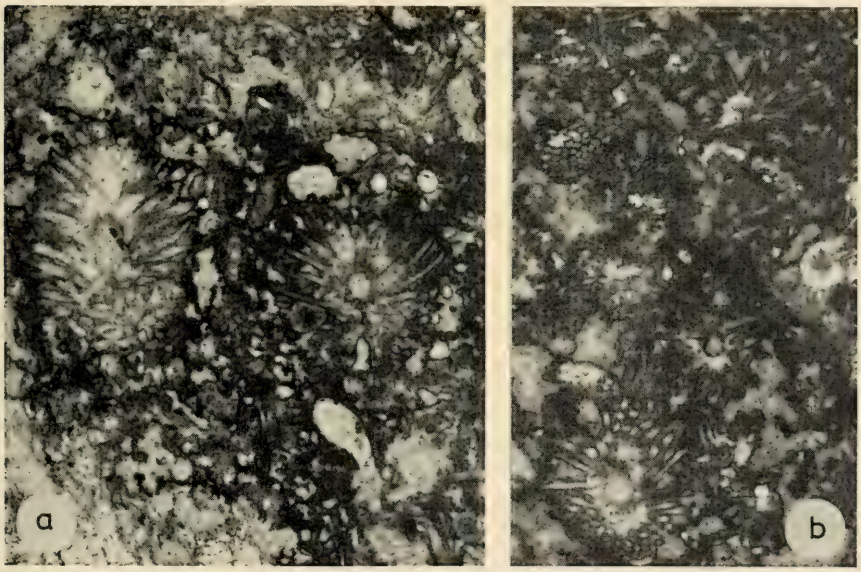


Abb. 2: a) Zwei schräge Querschnitte von *Teutloporella echinata* n. sp. Im rechten Exemplar typische trichophore Äste. Schliff Ario 2. 12fach.

b) Links unten schräger Querschnitt. Rechts oben Querschnitt durch ein kleines, igeliges Exemplar. Schliff Ario 3. 8fach.

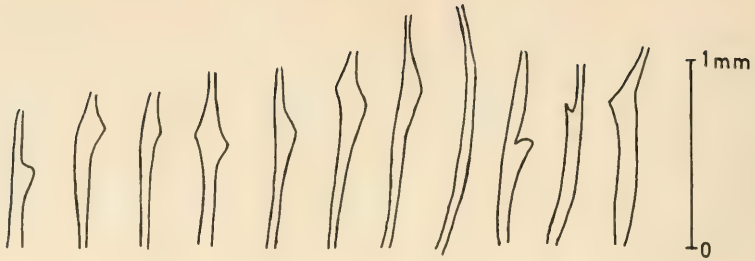


Abb. 3: Abnormale Astformen bei *Teutloporella echinata* n. sp.

Merkmal kann in der Regel bei tangentialen Schnittlagen von Dasycladaceen erkannt werden; im vorliegenden Fall aber stört das starke Divergieren der Äste.

Vorwiegend sind die Äste haarförmig und nach außen verjüngt, also typisch für die Gattung *Teutloporella*. Dies ist besonders bei kleineren Exemplaren der Fall (Abb. 2a rechts und 2b rechts oben), wobei die Äste 0,08 bis 0,13 mm dick sind. Daneben treten aber bei größeren Exemplaren auch abnorme Astgestalten auf. In Abb. 3 sind einige herausgegriffen. Meist sind sie im Längsschnitt meißelförmig und 0,15 bis 0,18 mm stark. Zum Teil tragen sie erkerartige Vorsprünge unklarer Bedeutung. Vielleicht handelt es sich um Spuren haarförmiger Abzweigungen im distalen Bereich. Der Hauptast läuft wohl immer in ein Assimilationshaar aus, man findet auch hin und wieder an der Spitze der Äste einen feinen Kanal ausmünden. Hinweise auf nach außen folgende Becherzellen konnten nicht festgestellt werden.

Auffallend ist auch, daß die Äste nur selten runde Schnittbilder liefern, wenn sie quer abgeschnitten werden. Es treten dreieckige und rautenförmige Schnittmuster auf, zum Teil sind die Ecken durch kielartige Leisten betont. Dies ist um so merkwürdiger, weil sich die Äste nicht beengen und gegenseitig abflachen, denn es ist freier Raum dazwischen vorhanden. (Auf Abb. 2b links oben und Taf. 10, Fig 1 oben). In den Lumina dieser polygonalen Astquerschnitte ist manchmal schemenhaft ein kleineres rundes Zentrum auszumachen, möglicherweise die Spur des Astkanales, so daß vielleicht der unregelmäßige eckige Umriß nur die Form der kalkigen Umhüllung nachzeichnet, während der Ast selbst einen runden Querschnitt hatte.

Trotz dieser nicht ganz klaren Verhältnisse bezüglich der Astgestalt halten wir uns an die vorherrschende Astform des einfachen trichophoren Typs und stellen die Alge deshalb zu *Teutloporella*.

Vergleiche:

Eine Abgrenzung zu anderen *Teutloporella*-Arten fällt leicht, weil sonst nirgends wie bei *T. echinata* die Äste frei und in alle Richtungen divergierend ausgebildet sind. Es kann bei *T. echinata* sogar vorkommen, daß im Längsschnitt auf einer Seite die Äste im Winkel von 60 bis 70 Grad steil nach oben stehen, während sie auf der anderen Seite horizontal abstehen oder der ein oder andere Ast nach unten auszweigt. Ein vergleichsweise dünner Zentralschlauch und ebenfalls keine ausgeprägte Röhrenbildung um die Stammzelle kommt noch bei der triadischen *Teutloporella peniculiformis* Ott vor, die einen fuchsschwanzförmigen Habitus hat (Ott 1966, Abb. 3 u. 4). Doch sind die Äste hier einheitlich eingeregelt und außerdem viel dünner. Die übrigen *Teutloporella*-Arten zeigen entweder eine glatte röhrige Kalkschale oder eine in Wirtelserien gegliederte (vgl. Ott, 1974).

Ökologie

In seinem Untersuchungsgebiet konnte Epting feststellen, daß die Dasycladaceen *Teutloporella herculea, Poikiloporella duplicata* und *Clypeina besici* im Esinokalk in vergleichbarer Fazies vorkommen wie im Wettersteinkalk, nämlich in der Lagunenfazies.

Teutloporella echinata hat im Gegensatz hierzu ihren Standort im Riff selbst gehabt. Nach den sedimentologischen Befunden des Bohrprofils liegt ihr Biotop mitten zwischen den Gerüstbildnern des Riffes. Hauptsächlich sind dies dort *Tubiphytes obscurus* Maslov, einige Sphinctozoen und Pharetronen, *Lamellitubus cauticus* Ott und *Ladinella porata* Ott.

Dieser für Dasycladaceen ungewöhnliche Standort ist wohl der Grund dafür, daß diese Alge bisher der Beobachtung entging. Wegen des Fehlens einer kompakten Kalkröhre würde sie wahrscheinlich auch in der Anwitterung kaum auffallen. Wenn man einmal die ganzen Exemplare kennt, kann man auch eine Quelle für den reichlichen Röhrchen-Detritus in manchen Schliffen dieser Fazies in *Teutloporella echinata* vermuten. So sind wohl sicher die zahlreichen kleinen Röhrchen in den Schliffen der Taf. 10 Aufarbeitungsprodukte solcher Algen.

Literatur

Epting, M., 1974: Ablagerung, Diagenese und Paläogeographie der mitteltriadischen Sedimente in der Ostlombardei/Italien. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Münster, 164 S., 61 Abb., Münster.

Ott, E., 1966: Die gesteinsbildenden Kalkalgen im Schlauchkar (Karwendelgebirge). — Jb. Ver. z. Schutze d. Alpenpfl. u. -Tiere, **31**, 152—159, 7 Abb., München.

Ott, E., 1974: Algae (Dasycladaceae). — Heft XVII b, Catalogus Fossilium Austriae, 64 S., 4 Tab., (Springer-Verl.) Wien.

Tafelerklärung

Tafel 10

Teutloporella echinata n. sp.

Fig. 1: Rechts oben ein schräger Längsschnitt, der im linken Teil das polygonale Muster der Astquerschnitte zeigt. 4 weitere schräge Querschnitte. Detritus aus abgebrochenen Ästen wie in Fig. 2. Schliff Ario 3. 8fach.

Fig. 2: Im mittleren Längsschnitt und am kleinen Querschnitt rechts oben sieht man Scheinverzweigungen der Äste, die auf Überkreuzung beruhen. Schliff Ario 1. 9fach.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 119—129 München, 15. 9. 1975

Ein Geröll mit *Elianella elegans* Pfender & Basse (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg

Von Herbert Hagn & Ernst Ott[1])

Mit 1 Abbildung und Tafel 11

Zusammenfassung

Aus den miozänen Wachtbergschottern der subalpinen Molasse N Salzburg wird ein Geröll beschrieben, dessen Muttergestein heute in den Alpen nicht mehr ansteht. Es handelt sich um ein grobklastisches Strandsediment, mit viel Kristallinschutt, das an Biogenen vor allem Rotalgen enthält. Sein Alter konnte durch Foraminiferen als Paleozän bestimmt werden.

Die überlieferten Paleozänsedimente im alpinen Raum zeigen Tiefwasserfazies im Ultrahelvetikum, im Flysch und in weiten Teilen der Nördlichen Kalkalpen. Küstennahe Bildungen sind nur aus dem Südhelvetikum und — in wenigen Relikten — ganz am Südrand der Nördlichen Kalkalpen bekannt. Für das beschriebene Geröll wird eine Herkunft von der Südküste des Paleozän-Meeres gefordert, die auf der Grauwackenzone oder noch weiter im S gelegen war. Dieses Geröll und einige Begleitgerölle altersgleicher Algen-Riffkalke geben Zeugnis von einem weitreichenden paleozänen Riffgürtel im Süden der heutigen Kalkalpen.

Von den enthaltenen Algen wird *Elianella elegans* eingehender behandelt. Es kann gezeigt werden, daß diese Leitform des Paleozäns zu Recht als eigene Gattung der Solenoporaceen besteht. Entgegen der herrschenden Ansicht handelt es sich nicht um ein jüngeres Synonym von *Parachaetetes asvapatii* Pia.

Summary

In Miocene beds of the Alpine Molasse basin near Salzburg a pebble was found showing a lot of coralline algae within coarse cristalline debris. The foraminifera indicate a Paleocene age of the pebble.

Regarding the pattern of the Paleocene development in the different troughs of the Alpine orogene, we see only two regions, where Paleocene sediments occur in flat water facies. The one is the Helveticum not far from the locality where the pebble has been found. But the cristalline debris within the pebble and the absence of any other significant components from the Helvetic zone in these Miocene con-

[1]) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10. Priv.-Doz. Dr. E. Ott, Lehrstuhl für Geologie, Technische Universität, 8 München 2, Arcisstraße 21.

glomerates do not fit to a Helvetic origin of the sample in question. Therefore, we have to look for the southern margin of the Paleocene deep water realm across the Ultrahelvetic and Penninic and most of the present Austroalpine area. Indeed, there are a few very small relics of Paleocene reef deposits on the southermost part of the Northern Limestone Alps still today. From this area the pebble must be derived. Together with some other accompanying algal limestones of the same Paleocene age it testifies a formerly large extent of a Paleocene reef belt in the south of the Limestone Alps, probably resting upon the Paleozoic Grauwacken Zone.

Among the algae, *Elianella elegans* was studied in more detail, because of its uncertain systematic position. Most of the authors considered *Elianella* as a younger synonym of *Parachaetetes*. However, the study yielded that *Elianella* is a good genus within the Solenoporaceae.

Inhalt

A. Vorwort 120
B. Zur Mikrofazies des untersuchten Gerölls 120
C. Beschreibung der wichtigsten Algen 121
D. Folgerungen 125
Literatur 128

A. Vorwort

In der Woche vom 12. bis 16. Juni 1973 führte das Institut für Paläontologie und historische Geologie unter Leitung von H. Hagn seine Pfingstexkursion durch. Am zweiten Tag wurde u. a. der Aufgerichtete Südrand der Vorlandmolasse im Bereich des Haunsbergs N Salzburg studiert. Einen prächtigen Einblick in die Sedimentationsverhältnisse bot die große Schottergrube ESE Steinbach NNE Nußdorf. Nach Traub (1948, S. 64—65) sind die dort anstehenden grobklastischen Gesteine als Wachtberg-Schotter zu bezeichnen. Ihr Alter ist Helvet (= Ottnang nach der neueren Gliederung der Paratethys). Nach Aberer (1958, S. 47) gehört der Wachtberg-Steinbach-Schotter der helvetischen Sand-Schottergruppe an.

Eine erste Untersuchung mit Hammer und Lupe erbrachte sehr bald eine Reihe von Geröllen, die den Verdacht auf Alttertiär aufkommen ließen. Es waren Fossilschuttkalke und helle Algenkalke. Besonders auffallend war ein großes, flaches Geröll, das als grobkörnige Quarzbrekzie anzusprechen ist. Seine Maße betragen $14 \times 8 \times 2{,}3$ cm. Die einzelnen klastischen Komponenten erreichen nicht selten einen Durchmesser bis zu 1,5 cm und darüber. Ihm sind gelbliche, karbonatische Einsprenglinge eingestreut, welche mit der Lupe als Algen gedeutet werden können.

Dieses grobstruierte Geröll verdient zweifellos eine nähere Bearbeitung. Ihm sind daher die folgenden Ausführungen gewidmet.

B. Zur Mikrofazies des untersuchten Gerölls

Das bräunliche grobklastische Gestein wurde in acht Großschliffen untersucht. Dabei konnten folgende Merkmale festgestellt werden.

Die Grundmasse ist vorwiegend sparitisch, sie erscheint nur selten pelitisch getrübt. Ihr sind kristalline Komponenten reichlich eingelagert. Herr Prof. Dr. G.

Troll, München, machte hierzu freundlicherweise folgende Angaben: „Hauptkomponenten sind Quarzite, Pyllite und Glimmerschiefer. Der Quarz stammt vorwiegend aus Quarzknauern; einzelne große Quarze und Kalifeldspäte entstammen wahrscheinlich Pegmatiten. In einem reliktischen Plagioklas konnte ein Anorthitgehalt von über 20 % festgestellt werden, was auf Metamorphosebedingungen der tieferen Amphibolitfazies (über 350 Grad) hinweist. Es fehlen jedoch Granat, Disthen und Staurolith, so daß Altkristallin als Liefergebiet kaum in Frage kommt. Insgesamt spricht der Kristallinbestand nicht gegen Grauwackenzone. Auch ein Einzelfund von einem zersetzten Diabas mit Fluidaltextur paßt hierzu. Porphyroide und Lydite konnten nicht gefunden werden." Soweit seine mündliche Mitteilung.

An sedimentären Gemengteilen ist ein bräunlicher feinsandiger Kalk zu nennen. Es mag sich hierbei um Intraklaste handeln. Ferner wurde ein Geröllchen eines pelitischen Kalks mit *Microcodium* sp. beobachtet. Die für diese ? Alge charakteristischen Palisadenzellen sind gut zu erkennen. Ziemlich häufig sind überdies Bruchstücke eines Süßwasser-Travertins, der z. T. *Schizothrix*-artige Fadenbüschel (Blau-Grün-Algen, Cyanophyceen) erkennen läßt. Derartige Komponenten erreichen Ausmaße von 2×1 cm.

Foraminiferen wurden in den Dünnschliffen verhältnismäßig selten angetroffen. Neben sessilen Sandschalern (? *Placopsilina*) treten Milioliden, rotaliide Kleinforaminiferen (darunter die Gattung *Schlosserina*) und *Miscellanea miscella* (Arch. & Haime) auf. Die zuletzt genannte Art weist auf ein Paleozän-Alter des Gerölls hin.

Die Metazoen werden durch Korallen- und Bryozoenreste vertreten. Ferner gehören umkristallisierte Schalenreste von Mollusken sowie Echinidenstachel hierher.

Die Algen werden vorwiegend durch *Elianella elegans* Pfender & Basse aus der Familie der Solenoporaceae repräsentiert. Die Bruchstücke der Thalli sind stark abgerundet. Einzelne Fragmente erreichen einen Durchmesser bis zu 2 cm und darüber. Angehörige der Corallinaceen konnten nur gattungsmäßig als *Lithothamnium, Mesophyllum* und *Lithophyllum* bestimmt werden. Ferner wurde *Pseudolithothamnium album* Pfender ermittelt. *Pycnoporidium levantinum* Johnson beteiligt sich als Krustenbildner beim Aufbau des Gesteins (Taf. 11, Bild 1). An Dasycladaceen wurden vereinzelt *Cymopolia* sp. und *Terquemella* (Sporangien-Verkalkung) nachgewiesen. Einzelne Quarzkörner sowie Schalenbruchstücke werden von *Girvanella* bzw. Corallinaceen umkrustet.

C. Beschreibung der wichtigsten Algen

Elianella elegans Pfender & Basse

(Taf. 11, Fig. 1—2, Abb. 1)

Die hierher zu stellenden Algenreste sind die häufigsten organogenen Komponenten in unserem Geröll. Wir besprechen diese Alge ausführlicher, weil sie trotz vermutlich weltweiter Verbreitung im Paleozän kaum bekannt ist und zu Unrecht in die Synonymie von *Parachaetetes asvapatii* geriet.

Wuchsform: Es handelt sich um Blumenkohl-artige Einzelköpfchen oder um lappig verzweigte Thalli bis 2 cm Größe. An den im Anschnitt ockergelblichen,

dichten Kalkthalli ist mit unbewaffnetem Auge nur hin und wieder eine Zonierung durch konzentrische Anwachsstreifen zu bemerken.

Feinbau: Im Dünnschliff zeigt sich, daß der Thallus durch engständige, parallel verlaufende Zellreihen aufgebaut wird, in denen tönnchenförmige Zellen perlschnurartig aneinandergereiht sind. Der Durchmesser der Zellreihen beträgt 40 bis 60 µ, gemessen von Wandmitte zu Wandmitte. Das eigentliche Lumen der Zellen erreicht Durchmesser von 30 bis 55 µ. Auffallend ist, daß die Zellen auch innerhalb der gleichen Reihe beträchtlich an Höhe und Breite variieren, und daß die Querböden immer nach unten durchgebogen sind. In der Regel sind die Zellen gedrungen, zwischen 15 und 30 µ hoch. Auf eine Fadenlänge von einem halben Millimeter konnten bis zu 24 Böden gezählt werden. Es kommen jedoch in seltenen Fällen auch schlanke Zellen bis zu 150 µ Höhe vor, und zwar im selben Niveau in benachbarten Fäden, was wohl eher auf Zeiten günstiger Wachstumsbedingungen hindeutet als auf Sporangienzellen.

Wichtig für die systematische Stellung innerhalb der Solenoporaceen ist die Tatsache, daß die Querböden in den Zellreihen mit denen der Nachbarreihen nicht auf gleicher Höhe stehen. Diese regellose Anordnung der Querböden erlaubt nicht, die Form zur Gattung *Parachaetetes* zu stellen.

Eine echte Verzweigung der Zellreihen ließ sich nicht deutlich erkennen. An den schon makroskopisch sichtbaren Zuwachszonen tritt eine Unterbrechung der Zellreihen ein; die darüber einsetzende Neusprossung ist oft mit einer Richtungsänderung im Wachstum verbunden (Abb. 1b).

Die Skeletterhaltung im Querschnitt kann sehr unterschiedlich sein, und die Beobachtungen am vorliegenden Material schienen uns für die Systematik der Solenoporaceen von Wichtigkeit. Es geht um die Frage, ob im Querschnitt polygonale oder runde Zellen eine Folge unterschiedlicher Erhaltung sein können oder ob dieses Merkmal primär ist und damit art-trennenden Charakter haben kann. Pia hat in seinem Referat von 1939 zur zweiten Auffassung geneigt. An unserem Material läßt sich jedoch zeigen, daß am gleichen Thallus teilweise nur das polygonale Muster der sich abflachenden Außenwände zu sehen ist (Abb. 1c), dann wieder nur die mit dunklem Mikrit erfüllten kreisförmigen Lumina der Zellen ohne Außenwände (Abb. 1e). Nur in seltenen Fällen sieht man die vollständige Erhaltung (Abb. 1d) sowohl der polygonalen Außenbegrenzung als auch der Lumina.

Bemerkungen und Vergleiche: Nachdem das paleozäne Alter durch das Auftreten von *Miscellanea* schon gesichert war, sind wir bei den Bestimmungsversuchen dieser Rotalge zunächst auf *Parachaetetes asvapatii* Pia gelenkt worden, weil diese im Paleozän weltweit verbreitet sein soll (Elliott 1964, S. 696) und Abbildungen dieser Alge bei Johnson 1964 und Elliott 1964 auch weitgehend dem durchschnittlich erhaltenem Material in unserem Geröll entsprechen. (Es muß hier noch nachgetragen werden, daß sich die geschilderten Details nur an wenigen gut erhaltenen Exemplaren in dieser Deutlichkeit erkennen lassen, während der Großteil des Materials durch Umkristallisierung verwischte Strukturen zeigt. Doch sieht man auch dort immer wieder Einzelheiten, die bei Kenntnis der vollständigen Erhaltung eine Zuordnung zu *Elianella* gestatten.) Nachdem dann durch die Beobachtung der unterschiedlich plazierten Querböden die Gattung *Parachaetetes* auszuschließen war, sind wir auf die von Pfender & Basse 1947 aus dem Paleozän von Madagaskar beschriebene *Elianella elegans* gestoßen, die von Elliott als wahr-

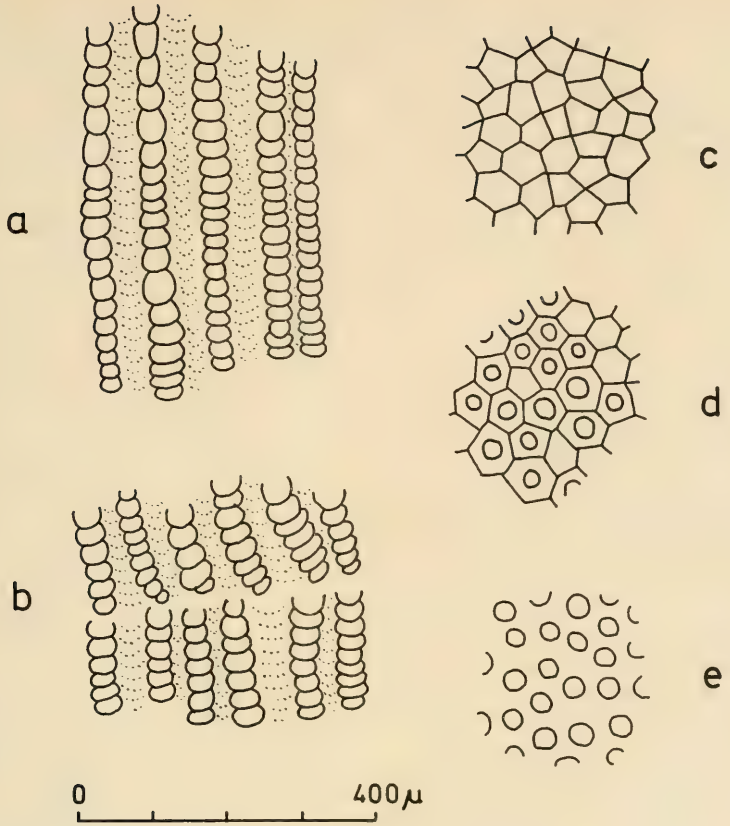


Abb. 1: *Elianella elegans,* Detailzeichnungen nach Dünnschliffen.

a) Längsschnitt durch weitständige Zellreihen, durchschimmernde Reihen dahinter angedeutet

b) Situation an einer Zuwachszone. Unterbrechung der Zellreihen und darüber einsetzende Richtungsänderung im Wachstum

c) bis e) Unterschiedliche Erhaltung im Querschnitt. Bei c) nur das polygonale Muster der Außenwände, Lumina der Zellen nicht erhalten. Bei d) sind zusätzlich die Lumina zu sehen. Bei e) sind nur die Lumina allein erhalten.

scheinlich synonym mit *Parachaetetes asvapatii* geführt wird (zuerst 1955, dann nochmals 1964, nachdem sich inzwischen JOHNSON & KONISHI 1960 und SEGONZAC 1962 dieser Auffassung angeschlossen hatten.) Diese Gleichstellung beruht unseres Erachtens auf dem Vergleich der viel zu kleinmaßstäblichen Abbildungen, die PFENDER & BASSE ihrer Beschreibung beigegeben haben. Wenn man aber die minutiöse Beschreibung von PFENDER studiert und mit unserem Material vergleicht, so kann es keinen Zweifel geben, daß wir es mit derselben Alge zu tun haben. Die Autorin vergleicht die Zellreihen mit aufeinandergestellten Tönnchen oder mit einem Stapel ineinandergestellter Näpfe, sie hebt die durchgebogenen Querböden

hervor, die Wuchsform und die Zelldimensionen stimmen genau mit unserem Material überein. Außerdem legt sie Wert auf die ungleich hoch gestellten Querböden, wodurch also *Parachaetetes* als Gattung nicht in Frage kommt, worauf auch J. P. & R. Beckmann (1966, S. 32) hinweisen.

Wie steht es nun mit *Parachaetetes asvapatii* selbst, in dessen Synonymie *Elianella* bisher unterging? Die Spezies wurde von Pia 1936 in Rao & Pia anhand von Material aus der obersten Kreide der Niniyur-Group in Südindien aufgestellt. Man sieht an den Abbildungen, daß das Material schlecht erhalten ist. Nur an der Fig. 3 auf Taf. 3 scheint es so, daß das Merkmal von *Parachaetetes* erfüllt ist. In der Beschreibung erwähnt Pia nichts von ausgebauchten Zellen oder konkaven Querböden. Die allgemeinen Dimensionen könnten allerdings auch für *Elianella* zutreffen, und die Abbildungen ähneln in der Tat den schlechter erhaltenen *Elianella*-Stöckchen unseres Materials. Ob Pias Material auch eine schlecht erhaltene *Elianella* ist, vermögen wir nicht zu entscheiden. Aber an den Abbildungen des *Parachaetetes asvapatii* bei Johnson (1964, Taf. 3, Fig. 5) und Elliott (1964, Taf. 104, Fig. 1) lassen sich unseres Erachtens die tönnchenförmigen Zellen von *Elianella* erkennen, und daher glauben wir, daß diese Formen ebenso wie manche anderen Textbestimmungen (z. B. sicher *Parachaetetes* in Hagn 1972, S. 117) in Wirklichkeit auf *Elianella* zurückzuführen sind. — Schon Pfender gab die weite Verbreitung von *Elianella* im Paleozän an, außer Madagaskar kennt sie Vorkommen in den Pyrenäen, Alpen, Anatolien, Venezuela und dazu aus der Kollektion von Andrusov ein Vorkommen in der Oberkreide der Karpaten. In den Karpaten hat sich der Name *Elianella* gehalten (vgl. Schaleková 1963, 1964; Mišík 1966, Taf. 78, Fig. 2) und dort ist merkwürdigerweise bis heute der angeblich weltweit verbreitete *Parachaetetes asvapatii* noch nicht gefunden worden.

Daß die Gattung *Elianella* gegenüber *Parachaetetes* zu Recht existiert, steht außer Zweifel. Eine andere Frage ist, ob sie nicht kongenerisch mit der Gattung *Cordilites* Počta ist, worauf J. P. & R. Beckmann (1964, S. 32) aufmerksam machen. *Cordilites cretosus* (Reuss) ist eine ursprünglich zu den Anthozoen gestellte Form aus dem Plänerkalk bei Dresden. Kurz vor seinem Tode hat Pia 1943 dieses Fossil untersucht und seine Stellung innerhalb der Solenoporaceen erkannt. *Cordilites cretosus* hat tatsächlich verblüffende Parallelen zu *Elianella*, wie die schönen Abbildungen bei Pia 1943 deutlich beweisen. Hinsichtlich der äußeren Form bestehen Unterschiede zu *Elianella;* die 53 untersuchten Knollen haben durchwegs eiförmige Gestalt (bis zu 7 cm ⌀), stärkere Höcker oder Verzweigungen fehlen bei *Cordilites*. Die Zellen sind außerdem in der Regel höher als breit. Ein artlicher Unterschied zu *Elianella elegans* wird wohl bestehen, vielleicht ist *Cordilites cretosus* (Alter Cenoman-Turon) ein Vorläufer der paleozänen *Elianella*.

Pycnoporidium levantinum Johnson

Taf. 11, Fig. 1

An drei Stellen wurden auf *Elianella*-Stöckchen inkrustierende Klumpen von etwa einem halben Zentimeter Durchmesser beobachtet, die aus unregelmäßig verschlungenen, weitlumigen Schläuchen aufgebaut sind. Eine dichotome Verzweigung ist in Bildmitte des abgebildeten Exemplares zu sehen. Querwände treten in den Schläuchen des vorliegenden Materials nur selten auf, dagegen sind vesiculaeartige Blasen besonders in den basalen Partien zu beobachten.

Wir stellen diese Gebilde zu *Pycnoporidium levantinum* JOHNSON, mit dem die Zelldurchmesser von 50 bis 90 µ und die sehr weitständigen Querwände am besten übereinstimmen. Das Originalmaterial (JOHNSON 1964, Taf. 3, Fig. 7) hat Durchmesser von 39—69 µ, es stammt aus dem Paleozän von Galala, Nordirak.

Die oberjurassischen Arten von *Pycnoporidium* unterscheiden sich durch dichotome Verzweigungen in bestimmten Niveaus, das ähnliche *Pycnoporidium sinuosum* JOHNSON & KONISHI aus der Oberkreide von Guatemala hat kleinere Zellschläuche (27—60 µ) und eng gestellte Querwände.

Pycnoporidium wird von JOHNSON & KONISHI als Grünalge der Familie Siphonocladaceae interpretiert.

D. Folgerungen

Die Altersfrage des Gerölls ist rasch beantwortet. Sowohl die Foraminifere *Miscellanea miscella* als auch die Alge *Elianella elegans* bezeugen ein paleozänes Alter.

Die ökologischen Verhältnisse sind ebenfalls klar ersichtlich. Hervorzuheben ist zunächst der Reichtum an klastischen Komponenten. Er läßt, cum grano salis, auf küstennahe Ablagerungsbedingungen schließen. Auch die detritischen Krusten von Süßwasserkalken weisen auf eine Einschwemmung vom Land hin. Die Rotalgen erinnern gleichfalls an geringe Wassertiefen. Verzweigte Wuchsformen legen zudem einen kurzen Transportweg nahe. Endlich sind auch die Miliolidae, eine Familie der Kleinforaminiferen, häufige Gäste im Litoralbereich.

Bleibt noch die Frage nach der Herkunft des Gerölls. Hier geben Begleitgerölle erste wichtige Hinweise. Sieht man vom Kristallin ab, so stellen kalkalpine Komponenten fast ausschließlich das klastische Kontingent der Wachtbergschotter. Besonders hervorzuheben sind Cenoman- und Gosaugerölle. Erstere enthalten Orbitolinen, letztere die Gattungen *Orbitoides* und *Siderolites*. Aus dem subalpinen Vorland stammen hingegen einige wenige Gerölle aus der höheren Oberkreide der nordalpinen Flyschzone. Gerölle aus dem Helvetikum des Haunsbergs fehlen indes vollkommen (vgl. hierzu TRAUB 1948, S. 164 usf.).

Es ist das große Verdienst TRAUB's, die Bedeutung der Alttertiär-Gerölle für die Lösung bestimmter Fragen der Alpengeologie erkannt zu haben. Ausgehend vom klassischen Werk TRAUTH's (1918) führte er eine erste Klassifizierung von Geröllen durch, welche er im Wachtberg-Schotter aufgesammelt hatte. Ein näheres Eingehen auf die Ergebnisse TRAUB's muß einer umfassenderen Arbeit vorbehalten bleiben.

Die Molasseschotter von Steinbach haben noch weitere Alttertiärgerölle geliefert. Darunter befinden sich Fossilschuttkalke mit *Elianella elegans*, denen ebenfalls ein paleozänes Alter zukommt. Es handelt sich um helle, gelbliche Algenkalke, in denen die Korallengattung *Porites* neben anderen tierischen Mikrofossilien auftritt.

Damit kann gesagt werden, daß das Geröll-Tertiär von Steinbach faziell sehr stark differenziert ist. Neben einer grobklastischen Ausbildung treten karbonatische Gesteine auf, in denen terrigene Bildungen keine oder doch nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Elianella-Kalke sind übrigens nicht auf das Vorkommen von Steinbach beschränkt. Auf einer Studenten-Exkursion, die einer von uns (H. HAGN) am 22. 6. 1974 in die subalpine Molasse des östlichen Oberbayerns führte, fand Herr Dr. S.-A. YAMANI ein Geröll (7×6 mal

4,5 cm), in dem neben *Porites* auch *Elianella elegans* reichlich auftritt. Die Fundschicht ist Oberes Aquitan (= höheres Eger der Paratethys-Gliederung), der Fundort die Blaue Wand des Traunprofils S Traunstein (vgl. hierzu Hagn 1971, S. 20). Der helle Riffschuttkalk enthält Algen aus den Familien Solenoporaceae, Corallinaceae und Squamariaceae. Die Foraminiferen werden weitgehend vom sessilen Benthos vertreten *(Haddonia, Nubecularia)*; zum vagilen Benthos gehören vor allem Miliolidae. Das Alter dieses Gerölls ist gleichfalls paleozän.

Ein lithologisch, faunistisch und floristisch übereinstimmendes Geröll (3×2×1 cm) wurde am 28. 4. 1974 am Westerbuchberg (Chiemsee-Depression) aufgesammelt. An dieser Exkursion nahmen die Familie W. Noë sowie die Herren H. Obermüller, H. Will und J. Wührl, alle München, teil. Der Wester- und Osterbuchberg stellen den östlichen Ausläufer der Falten-Molasse dar („Bernauer Mulde"). Die Aufsammlung der Gerölle erfolgte im Südflügel der Mulde, der freilich nach N überkippt ist. Die geröllspendenden Ablagerungen sind die Baustein-Schichten (Chatt = tieferer Teil der Eger-Stufe). Die Mikrofazies des Gerölls wird durch Korallen *(Porites)* und Kalkalgen *(Elianella)* bestimmt. An weiteren Faunenelementen sind Milioliden und rotaliide Kleinforaminiferen zu nennen, welche häufig in paleozänen Ablagerungen auftreten.

In diesem Zusammenhang sind Gesteinsproben von Bedeutung, welche Herr Dr. U. Franz, seinerzeit München, am 2. 10. 1974 den beiden Bearbeitern zur Verfügung stellte. Sie stammen von Wörschach, Bl. Liezen, Steiermark, und wurden in einem Blockstrom aufgesammelt (Janoschek 1968, S. 147—149, 151—152). Sie sind zwar nicht anstehend, doch kann ihr Liefergebiet nicht allzuweit entfernt gewesen sein. Es handelt sich hierbei im wesentlichen um gelbliche und rötliche Fossilschuttkalke. Sie enthalten zum größten Teil *Elianella elegans*, gehören also dem kalkalpinen Paleozän an. Hervorzuheben ist, daß die bis heute bekanntgewordenen Vorkommen dieses küstennahen tieferen Alttertiärs auf den Südrand der Nördlichen Kalkalpen beschränkt sind (vgl. hierzu Plöchinger 1967, Oberhauser 1968).

Damit wird die Frage nach der Herkunft der Gerölle von Steinbach weiter eingeengt. Es taucht nämlich die Überlegung auf, ob sie vom Südrand des Kalkalpins abgeleitet werden dürfen oder ob es noch andere Liefergebiete gibt, die ernsthaft in Erwägung gezogen werden können. Dabei stehen zwei Merkmale der Gerölle im Vordergrund: Die Gesteine müssen in Küstennähe entstanden sein (terrigene Komponenten, Seichtwasserformen) und/oder wir haben Riffkalke bzw. Schuttkalke vor uns, in denen Korallen (z. B. *Porites* und Verwandte) und Kalkalgen (vor allem Solenoporaceen) das Faunen- bzw. Florenbild bestimmen.

Läßt man die in Frage kommenden Zonen (Molasse, Helvetikum, Ultrahelvetikum und Flysch) Revue passieren, so scheiden Molasse und Flysch von vorneherein aus. Auch das Helvetikum ist als Lieferant wenig wahrscheinlich. Erstens einmal kommt das Nordhelvetikum nicht in Frage, weil in diesem Bereich im älteren Alttertiär eine Schichtlücke klafft. Im Südhelvetikum sind es lediglich die sog. Unteren Lithothamnienkalke des jüngsten Paleozäns (Ilerd-Stufe), die noch für einen Vergleich herangezogen werden könnten. Merkwürdigerweise fehlen in diesem Gestein die Solenoporaceae (aus klimatischen Gründen?) vollkommen, obwohl die Zahl der nachgewiesenen Gattungen der Rotalgen ziemlich hoch ist. Das Ultrahelvetikum schließlich bietet nur in seinem südlichen Teil küstennahe Ablagerungen. Treten klastische Einstreuungen auf, so gewinnt das Gestein — vor allem durch Diabase und Quarzporphyre —, sehr bald einen bunten, polygenen Charakter, sehr im Gegensatz zu unserer mehr eintönigen Quarzbrekzie von Steinbach. Endlich kommt noch ein geologischer Gesichtspunkt hinzu. Gerölle der (älteren) Molasse, des Helvetikums und des Ultrahelvetikums kommen im

Steinbach-Schotter nicht vor. Selbst Gerölle der jüngeren Flyschoberkreide sind nur sehr selten anzutreffen.

Innerhalb des Kalkalpins können die nördlichen und mittleren Bereiche übergangen werden. Die Nierentaler Schichten (höheres Campan bis Maastricht) waren außerordentlich weit verbreitet. Ihre pelitische Fazies ist daher in manchen Gosaubecken zu beobachten. Auch die Ausbildung des Paleozäns (Sebi im Unterinntal, Lattengebirge und Untersberg-Vorland) läßt noch deutliche Anklänge an die Fazies der Nierentaler Schichten erkennen. Erst weiter im S scheint das Paleozän mehr detritär entwickelt zu sein, lediglich mit Ausnahme der tiefsten Horizonte (Kövecs 1964, Ms.). Auch die Zweiersdorfer und die Gießhübler Schichten in Niederösterreich (Plöchinger 1963, S. 485) bezeugen eine flächenhafte Paleozänbedekkung in Tiefwasserfazies auf den Nördlichen Kalkalpen.

Alle diese Gesichtspunkte sprechen für eine Herkunft der Paleozängerölle aus einem Riffgürtel am Südrand der Kalkalpen. Zwei Relikte dieses Riffgürtels sind heute noch am äußersten Südrand erhalten geblieben. Das eine ist ein helles Riffgestein N von Prigglitz (früher als Gosauriff kartiert), das andere liegt am Kambühel nördlich Ternitz (zunächst als Rhätriffkalk ausgeschieden).[2]) Erst in jüngerer Zeit wurden diese Vorkommen als paleozäne Riffkalke erkannt (Plöchinger 1967, S. 54). Dazu kommt noch das schon erwähnte Vorkommen der Rutschblöcke gleichen Alters bei Wörschach. Da dieselben Gesteine auch in den Karpaten beobachtet wurden (z. B. Mišík 1966), spricht Tollmann (1972) von einem karpatischen Einfluß am Südrand der Kalkalpen.

Gehen wir noch weiter nach S auf das zentralalpine Altpaläozoikum, so finden wir in den Guttaringer Schichten das Paleozän in limnisch-terrestrischer Ausbildung, teilweise sogar mit Kohlebildungen (van Hinte 1963). Aus diesem Bereich könnten die detritären Süßwasserkalke unserer Quarzbrekzie von Steinbach hergeleitet werden.

Die weite Verbreitung paleozäner Gerölle in der subalpinen Molasse, in den Angerberg-Schichten des Unterinntals (Kövecs 1964, Ms.), sowie im Ennstal-Tertiär (Janoschek 1968, S. 152) gestattet uns, auf einen weitgespannten Riffkomplex zu schließen, der heute nur mehr sporadisch ansteht.

Damit kann zusammengefaßt werden: Das zunächst als „Exotikum" geltende Geröll einer Quarzbrekzie sowie seine Begleitgesteine von Steinbach am Haunsberg (N Salzburg) konnten stratigraphisch bestimmt werden. Gleichzeitig war es möglich, begründete Aussagen über die Herkunft dieser Gerölle zu machen. Es zeigte sich erneut, daß die Geröllanalyse zu einem wichtigen Zweig der Alpengeologie geworden ist.

Danksagung: Die Autoren danken Herrn Prof. Dr. G. Troll, Dr. H. Bögel und Dr. F. Traub, alle München, für wertvolle Diskussionsbeiträge. Herr H. Mertel stellte die Dünnschliffe in gewohnt guter Weise her, während Herr M. Dressler die Photoarbeiten in bewährter Qualität ausführte.

---

[2]) Herr Dr. B. Plöchinger, Wien, übersandte uns dankenswerterweise eine Gesteinsprobe vom Kambühel NW Neunkirchen, N. Ö. Im Dünnschliff beobachtet man an Foraminiferen Milioliden und sessile Formen (vorwiegend Sandschaler). Die Metazoen werden durch Korallen, Gastropoden und weitere Mollusken vertreten. Die Flora setzt sich aus Corallinaceen, *Pseudolithothamnium album* Pfender, *Elianella elegans* Pfender & Basse, *Pycnoporidium* und Dasycladaceen zusammen. Damit ist eine sehr gute Übereinstimmung mit den Steinbach-Geröllen gegeben.

a. Zum Kapitel über Algen

Beckmann, J. P. & R. Beckmann: Calcareous Algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. — Schweiz. Paläont. Abh., **85**, 45 S., 12 Taf., Basel 1966.

Elliott, G. F.: Fossil calcareous algae from the Middle East. Micropaleontology, **1**, 125 bis 131, 1 Taf., New York 1955.

Elliott, G. F.: Tertiary Solenoporacean Algae and the reproductive structures of the Solenoporaceae. — Palaeontology, **7**, 695—702, Taf. 104—108, London 1964.

Hagn, H.: Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12**, 113—124, Taf. 7—8, 1 Abb., München 1972.

Johnson, J. H.: Paleocene calcareous red algae from the northern Iraq. — Micropaleontology, **10**, 207—216, Taf. 1—3, New York 1964.

Johnson, J. H. und K. Konishi: An interesting late Cretaceous alga from Guatemala. — J. Paleont., **34**, 1099—1105, Taf. 134, Menasha 1960.

Mišík, M.: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. — 279 S., 101 Taf., 3 Abb., Bratislava 1966.

Pfender, J. & E. Basse: *Elianella* nov. gen. *elegans* nov. sp., organisme constructeur de calcaires typiquement développé dans le Paléocène du SW Malgache. — Bull. Soc. géol. France, (5), **17**, 275—278, Taf. 12, Paris 1947.

Pia, J.: Sammelbericht über fossile Algen: Solenoporaceen 1930 bis 1938, mit Nachträgen aus früheren Jahren. — N. Jb. Min. etc., Referate III, 731—757, Stuttgart 1939.

Pia, J.: Zur Kenntnis der Kalkalgen der sächsisch-böhmischen Kreide. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **151**, 103—114, 4 Taf., Wien 1943.

Počta, Ph.: Die Anthozoen der Böhmischen Kreideformation. — Abh. k. böhm. Ges. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **7**, (2), 60 S., 2 Taf., 29 Abb., Prag 1887.

Rao, L. R. & J. Pia: Fossil algae from the uppermost Cretaceous beds (the Niniyur group) of the Trichinopoly district, South India. — Mem. Geol. Surv. India, Paleont. Indica, N. Ser., **21**, 1—49, 6 Taf., Calcutta 1936.

Schaleková, A.: Die Algenfloren der kretazischen und paläogenen Kalksteine der Slowakei. — Geol. Sborn., **14**, 165—167, Bratislava 1963.

Schaleková, A.: New information on the calcareous algae in the bioherm limestones of the Paleocene — Lower Eocene in Western and Central Slovakia. — Geol. Sborn., **15**, 57—73, Taf. 7—14, Bratislava 1964.

Segonzac, G.: Niveaux à Algues dans le Thanétien des Pyrénées. (Corallinacées, Solenoporacées, Squamariacées, Incertae familiae). — Bull. Soc. géol. France, (7), **3**, 437—448, Taf. 12a, Paris 1962.

b. Zum geologischen Teil

Aberer, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 1957, 23—94, 1 geol. Karte, Wien 1958.

Hagn, H.: Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11**, 17—32, Taf. 4, München 1971.

Hinte, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderb. **8**, 147 S., 22 Taf., 4 Beil., Wien 1963.

Janoschek, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf (97) und Blatt Liezen (98). — Verh. Geol. B. A., A 28—29, Wien 1966.

Janoschek, W.: Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörschach (Ennstal, Steiermark) und Bemerkungen über das Alttertiär von Radstadt (Pongau, Salzburg). — Verh. Geol. B. A., 138—155, 3 Abb., Wien 1968.

Kövecs, G.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Unterinntal zwischen Rattenberg und Niederbreitenbach (Tirol). — Unveröff. Diplomarbeit, 113 S., 1 geol. Karte 1:25 000, 1 Profiltaf. 1:25 000, 72 Abb., Inst. f. Pal. u. hist. Geol. der Univ. München 1964 (Ms.).

Lemcke, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — Geologica Bavarica, **69**, 5—48, 11 Abb., 2 Beilagen, München 1973.

Oberhauser, R.: Beiträge zu Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A., **111**, 115—145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.

Plöchinger, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtolsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 469—501, Wien 1963.

Plöchinger, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 2 Taf., Kt. 1:25 000, Geol. B. A., Wien 1967.

Tollmann, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 173—208, 1 Taf., Wien 1972.

Traub, F.: Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. — N. Jb. Mineral. etc. Mh., 1945—1948, B, 53—71, 161—174, 1 geol. Karte 1:25 000, 1 Profil, 4 Abb., Stuttgart 1948.

Trauth, F.: Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. — Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., **95**, S. 171—278, Taf. 1—5, 5 Abb., 4 Tab., Wien 1918.

Tafel 11

Fig. 1—2: Schottergrube ESE Steinbach NNE Nußdorf, Haunsberg N Salzburg, Subalpine Molasse. Helvet (= Ottnang). Das Geröll entstammt dem kalkalpinen Paleozän. Schliff Nr. G 1433 a/75.

1: *Elianella elegans* Pfender & Basse, Längsschliff durch einen Thallus. Am Rande (rechter Bildteil) besiedelt von *Pycnoporidium levantinum* Johnson. Vergr. ×16. Zu S. 122, 124.

2: *Elianella elegans* Pfender & Basse, Längsschliff. Fäßchenförmige Zellen mit durchgebogenen Querböden bilden lange gerade Zellreihen (rechter Bildteil). An der Zuwachszone tritt zum Teil eine Änderung der Wachstumsrichtung auf (links unten). — Vergr. ×35. Zu S. 122.

Das gesamte Untersuchungsmaterial befindet sich in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 | 131—156 | München, 15. 9. 1975

Platanenähnliche Holzreste aus tertiären Schichten des Molassebeckens (Bayern, Österreich)

Von Alfred Selmeier[1])

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung

Die Annahme, daß an geeigneten Querschnittflächen von Kieselhölzern des Molassebeckens bereits Lupenbetrachtung genügt, um Platanen zu erkennen, wird widerlegt. Als diagnostisch wichtiges Merkmal fossiler und rezenter Platanen gilt nach Süss (1971) die mittlere Höhe der Markstrahlzellen. An 9 von 26 Fundstücken konnte der Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen überprüft werden. Hierbei zeigt sich, daß die Mehrzahl der Fundstücke nicht zur Gattung *Platanus* gehört. In Frage kommen Familien mit tropischer oder subtropischer Verbreitung wie Flacourtiaceae, Icacinaceae, Symplocaceae. Der Stand der holzanatomischen Forschung ermöglicht es derzeit noch nicht, die platanenähnlichen Fundstücke mit Sicherheit einer bestimmten Familie zuzuordnen.

Summary

26 silicified woods from localities of Tertiary sediments in Southern Bavaria und Austria (locality Pfaffing) with respect to their general structure hitherto considered as belonging to the Platanaceae were investigated. Most of the samples up to the present day assumed to be comparable only with *Platanus* do not agree with the recent family Platanaceae. Other families, Flacourtiaceae, Icacinaceae or Symplocaceae, may be comparable in the structure of the wood (Süss 1971).

Inhalt

1. Einleitung 132
2. Holzanatomische Merkmale rezenter Platanen 132
3. Holzanatomische Merkmale fossiler Platanen 133
4. Holzreste aus dem Molassebecken 134
   - Bergham 136
   - Bergheim 137
   - Gammelsdorf 138
   - Joshofen 139

[1]) Dr. A. Selmeier, Professor an der Fachhochschule München, 8 München 2, Lothstraße 34.

Landshut 143
Möckenlohe 144
Pfaffing, Oberösterreich 143
Prielhof 146
Schloßberg 148
Schrobenhausen 148
Zanklau 148
5. Ergebnisse und Diskussion 148
Literatur 156

1. Einleitung

Verkieselte Platanen und platanenähnliche Holzreste sind in jüngster Zeit aus europäischen und nordamerikanischen Fundorten mehrfach beschrieben worden (Brett 1972, Greguss 1969, Page 1968, Prakash & Březinová & Bůžek 1971, Süss 1971).

Besonderes Interesse beansprucht hierbei die Arbeit von Süss (1971), der erstmals den Versuch unternahm, gesicherte holzanatomische Merkmale zu ermitteln, um Platanen gegenüber platanenähnlichen Holzresten abzugrenzen. Die von Süss (1971) an 60 verkieselten Holzresten der Ungarischen Volksrepublik durchgeführten Untersuchungen waren die Anregung ähnliche Messungen an den entsprechenden Kieselhölzern des Molassebeckens vorzunehmen. Bedingt durch die Erhaltung des Materials, erwiesen sich von 26 Fundstücken nur 9 für Tangential- und Radialschliffe geeignet.

Mit Ausnahme der Kieselhölzer von Landshut und Obertürken sind alle Fundstücke, Handstücke und Dünnschliffe Eigentum der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie und werden hier unter der jeweils angeführten Inventar-Nr. aufbewahrt.

Durchgeführt wurde die vorliegende Arbeit am Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie und am Institut für Holzforschung und Holztechnik der Universität München. Herrn Dr. D. Grosser danke ich für die Erlaubnis optische Geräte und rezente Dünnschnittpräparate verwenden zu können.

Herr Dr. Herbert Süss, Berlin, äußerte sich bereitwillig zu einigen Fragen (Briefe vom 26. 1. 71 und 14. 5. 74), wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danken möchte.

2. Holzanatomische Merkmale rezenter Platanen

Nach Engler (1964, II, S. 196) ist die Familie der Platanaceae nur mit der Gattung *Platanus*, 6—7 Arten umfassend, vertreten. Während die Artunterscheidung nach dem Bau des Holzes Schwierigkeiten bereitet, besteht unter den Holzanatomen anscheinend Übereinstimmung in der Bewertung der Gattungsmerkmale. Die Beschreibungen und Abbildungen verschiedenster Autoren (Boureau 1957, Greguss 1959, Metcalfe & Chalk 1965, Panshin & Zeeuw 1970, Schmidt 1941, Süss 1971) bestätigen folgende Merkmalskombination für die Gattung *Platanus:*

— Gefäße zerstreutporig, tangentialer Durchmesser 50—100 µm, ca. 100 Gefäße je mm²
— Durchbrechungen der Gefäße einfach, teils leiterförmig
— Hoftüpfel zur Längsachse der Gefäße quergestellt, häufig in Horizontalreihen opponiert
— Holzparenchym spärlich paratrachel, vielfach apotracheal und diffus zwischen den Libriformfasern
— Markstrahlen (Holzstrahlen) sehr hoch und breit, seltener einreihig, homogen (homozellular) bis schwach heterogen (heterozellular)
— Jahrringgrenze zwischen breiten Markstrahlen bogenförmig verlaufend, tangential verbreiterte Markstrahlen im Bereich der Zuwachsgrenze

Der Heterogenitätsgrad breiter Markstrahlen unterliegt unterschiedlicher Bewertung. Page (1968, S. 169) berichtet von 2 bis 3 einreihigen Randzellen bei Markstrahlen von *Platanus racemosa, P. orientalis, P. wrightii* und *P. kerrii*. An einem Präparat von *Platanus orientalis*, R.A.K.F. Nr. 923, Herkunftsangabe Rußland, wurden die Kantenzellen verschiedener breiter Markstrahlen gemessen. Die vertikale Höhe dieser Markstrahlzellen, gemessen am Tangentialschnitt, schwankt zwischen 14—39 µm, Mittelwerte ergeben 22—29 µm. Die schmalen Markstrahlen weichen von diesen Meßwerten nicht ab. So variiert die vertikale Höhe der Zellen eines einreihigen Markstrahls zwischen 11 und 36 µm, Mittelwert 22,4 µm.

Nun hat Süss (1971), der sich seit längerer Zeit zusammen mit Prof. Dr. W. R. Müller-Stoll mit der Problematik der Platanaceen beschäftigt (Süss & Müller-Stoll 1970 und 1973), die mittlere Höhe der Markstrahlzellen als entscheidendes Merkmal des Platanenholzes zur Diskussion gestellt. Dieses Merkmal ist nach den Untersuchungen von Süss (1971, S. 75) auch bei allen rezenten *Platanus*-Arten wenig veränderlich und daher für eine Abgrenzung gegenüber ähnlich strukturierten Hölzern geeignet. Die Mittelwerte der Höhe der Markstrahlzellen variieren bei *Platanus* nach Süss (1971) von etwa 23—27 µm.

Platanus-Arten waren in jüngster Zeit Gegenstand von Untersuchungen über Änderungen der Zellgrößen und Änderungen des Anteils der Holzelemente in zerstreutporigen Hölzern innerhalb einer Zuwachsperiode. (Süss & Müller-Stoll 1970). *Platanus acerifolia* zeigt gegenüber *Populus-, Betula-* und *Fagus*-Arten den geringsten Unterschied zwischen der Weite der Früh- und Spätholzgefäße (1970, S. 315, Abb. 7).

Weitere geeignete Kriterien zur Artunterscheidung rezenter Platanen können von den noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen der Arbeitsgruppe Süss & W. R. Müller-Stoll erwartet werden.

3. Holzanatomische Merkmale fossiler Platanen

Die Beurteilung der Merkmale fossiler Holzreste ist vom Kenntnisstand der rezenten Holzanatomie abhängig. Während Brush (1917) als Unterscheidungsmerkmal zur Artabgrenzung rezenter Platanen das „Verhältnis der mittleren Markstrahlbreite zur mittleren Markstrahlhöhe" annahm, gilt dieses Merkmal heute als nicht diagnostisch verwertbar. Wie bereits dargelegt, soll nach Süss (1971) die mittlere Höhe der Markstrahlzellen das entscheidende Kriterium für die Abgrenzung der Gattung *Platanus* gegenüber ähnlich gebauten Hölzern sein.

Einer genauen Überprüfung des Heterogenitätsgrades der Markstrahlzellen kommt demnach in Verbindung mit weiteren Merkmalen größte Bedeutung zu. Das Fehlen oder Vorkommen von Spiralverdickungen der Gefäße ist ein wichtiges holzanatomisches Merkmal. Obwohl bei allen rezenten *Platanus*-Arten nach Auskunft der Literatur Spiralverdickungen fehlen, zeigen fossile Holzreste mit *Platanus*-ähnlichem Bau teils Spiralverdickungen der Gefäße. Liegen ausgestorbene *Platanus*-Arten vor, oder gehören diese *Platanus*-ähnlichen Hölzer bereits aufgrund der Spiralverdickungen zu anderen Familien?

Vergleicht man verkieselte Holzreste hinsichtlich der erwähnten Merkmalskriterien (mittlere Höhe der Markstrahlzellen, Spiralverdickungen), so kommt man zu dem Schluß, daß diese *Platanus*-ähnlichen Funde, nicht zur Familie der Platanaceae gehören.

Holzanatomische Untersuchungen konzentrieren sich daher auf die Frage einer Überprüfung und Abgrenzung der bisher zu *Platanoxylon* gestellten Holzreste. Größtes Interesse beanspruchen in diesem Zusammenhang ferner jene in ihrer Struktur *Platanus*-ähnlichen Hölzer, die jedoch nicht zur Familie der Platanaceae gehören. Nach Metcalfe & Chalk (1965) und Süss (1971) ist der Kreis der für einen Vergleich geeigneten rezenten Holzarten relativ groß.

Da für diese Familien, z. B. Flacourtiaceae, Icacinaceae, Symplocaceae, formabgrenzende holzanatomische Arbeiten fehlen, kann derzeit eine gesicherte systematische Zuordnung *Platanus*-ähnlicher fossiler Holzreste nicht erfolgen.

4. Holzreste aus dem Molassebecken

In der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie werden seit geraumer Zeit Kieselhölzer aufbewahrt, die als *Platanus*-Reste gelten.

Von 26 Fundstücken sind 9 strukturbietend soweit erhalten, daß Tangential- und Radialschliffe verwertbar sind. Die 26 Funde *Platanus*-ähnlicher Holzreste stammen von 12 verschiedenen Fundpunkten, darunter Pfaffing bei Munderfing, Oberösterreich. Die geographische Lage der Fundorte platanenähnlicher Kieselhölzer aus Bayern ist aus Abb. 1 ersichtlich.

Die Kieselhölzer aus Bayern sind 2—20 cm lang, 0,8—5 cm breit, Umfang 4—26 cm. Sie sind braungelb bis grau gefärbt, zeigen deutliche Holzstruktur und eine mehr oder weniger tiefe, helle Verwitterungszone.

Die vorliegende Untersuchung konzentriert sich auf die wichtige Frage, ob die vermeintlichen Platanen tatsächlich zur Familie der Platanaceae gehören, oder ob sie anderen Familien systematisch zuzuordnen sind. Gemäß dieser Zielsetzung wird bei der Beschreibung des jeweiligen Holzrestes der Heterogenetitätsgrad der Markstrahlen sowie die mittlere Höhe der Markstrahlzellen besonders berücksichtigt. Die Höhe der Markstrahlzellen wurde am Tangentialschliff gemessen, teils am Radialschliff überprüft. Die Mittelwerte der Höhe der Markstrahlzellen sind teils getrennt für breite und schmale Markstrahlen gemessen worden. Die Anzahl der Einzelmessungen hat 20 nicht unterschritten und ist in Klammern bei den Mittelwerten jeweils erwähnt. Gemäß der von Süss (1971) angewendeten Methode beziehen sich die Mittelwerte der breiten

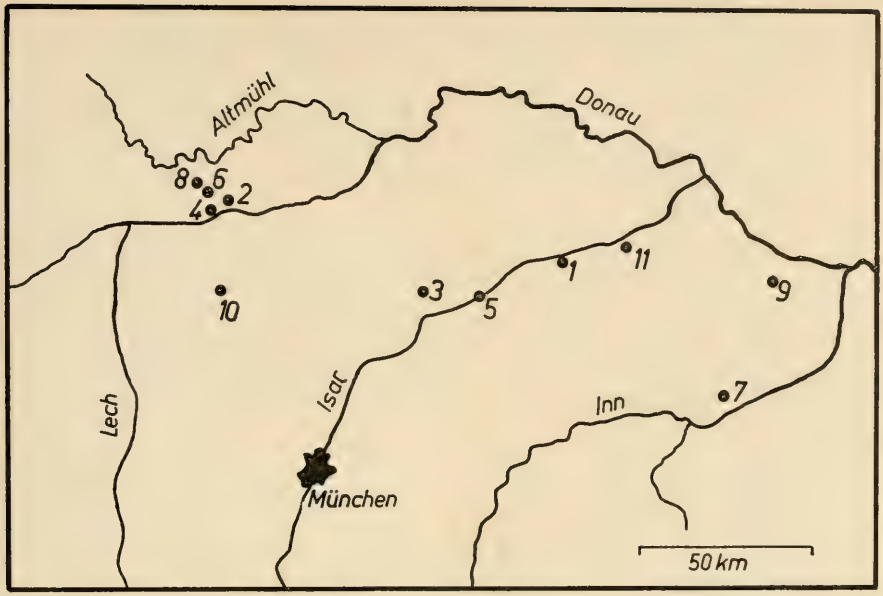


Abb. 1: Geographische Lage der Fundorte verkieselter platanenähnlicher Holzreste aus dem Molassebecken. — 1 Bergham, 2 Bergheim, 3 Gammelsdorf, 4 Joshofen, 5 Landshut, 6 Möckenlohe, 7 Obertürken, 8 Prielhof, 9 Schloßberg, 10 Schrobenhausen, 11 Zanklau.

Markstrahlen auf deren mittleren, also breitesten Teil. Zusätzlich wurden teils Rand- und Kantenzellen vermessen.

Für die Beurteilung der Platanen und der platanenähnlichen Holzreste sind die Häufigkeit (spacing of wood rays), Anordnung, Höhe, Breite und Form der Markstrahlen bedeutsam. Daher wurden charakteristische Markstrahlformen gezeichnet und für eine vergleichende Betrachtung zusammengestellt (Abb. 2, 3 u. 4). Den Heterogenitätsgrad der Markstrahlen zeigen die Abb. 5 und 6. Sie veranschaulichen die teils unterschiedliche Form der Markstrahlzellen innerhalb der Fundstükke als auch gegenüber dem rezenten Vergleichspräparat *Platanus orientalis,* R. A. K. F. Nr. 923.

Die Beschreibung der Kieselhölzer erfolgt in alphabetischer Reihenfolge der betreffenden Fundorte. Als Fundschicht ist für die Mehrzahl der Hölzer die Obere Süßwassermolasse (OSM) ausgewiesen. Die Inventar-Nr. bezieht sich auf das Fundstück bzw. die Handstücke und Dünnschliffe.

Bezogen auf Großsäugerreste konnte Dehm (u. a. 1960) gürtelförmig in Ost-West-Richtung verlaufende Schichtserien innerhalb der Oberen Süßwassermolasse Südbayerns nachweisen und deren Alterverschiedenheit erstmals erkennen.

Die Dehm'schen Schichtserien sind bei den Angaben über die jeweilige Fundschicht des Kieselholzes entsprechend berücksichtigt.

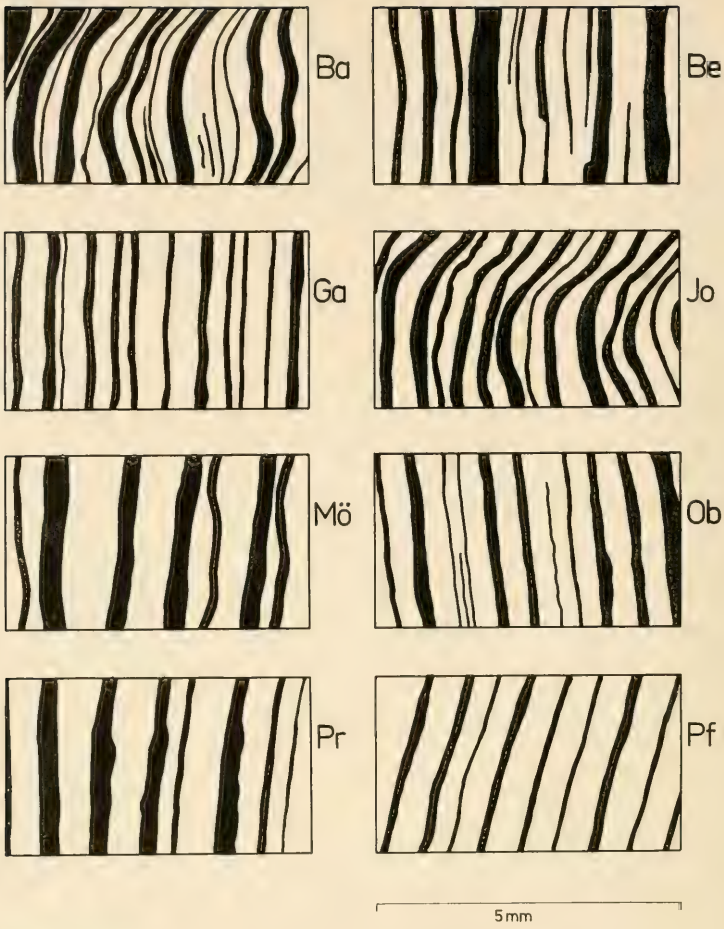


Abb. 2: Häufigkeit, Breite und Verlauf der Markstrahlen von Querschliffen „echter" und vermeintlicher verkieselter Platanenhölzer des Molassebeckens. — Ba Bergham, Be Bergheim, Ga Gammelsdorf, Jo Joshofen, Mö Möckenlohe, Ob Obertürken, Pr Prielhof, Pf Pfaffing, Oberösterreich. Inventar-Nummern der Schliffe siehe Tab. 1.

Bergham

Fundschicht: OSM, Nördlicher Vollschotter, mittlere Schichtserie (Dehm 1960), Oberes Torton bis Mittleres Sarmat

Fundort: Bergham; Hohlweg zum Ort; H 8700, R 33 160, Top. Kt. 1 zu 25 000, Nr. 7340 Dingolfing West

Inventar-Nr.: 1965 I 209

leg.: Herr Hans Hölzl, Teisbach; übergeben von cand. geol. E. Apin am 7. 12. 1965

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Rest eines größeren, von Arbeitern zerschlagenen Stammes. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je etwa 4—5 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung ausreichend, mit Ausnahme der Markstrahlen kontrastarm.

Beschreibung

Zuwachszonen: Infolge unzureichender Erhaltung am Querschliff nicht nachweisbar.

Gefäße: Zerstreut-mikropor, soweit sichtbar gleichmäßig über den Querschnitt verteilt, in Paaren und kleinen Nestern, sehr zahlreich, über 100 je mm², dünnwandig, an Parenchymzellen und dickwandige Libriformfasern grenzend, Querschnittsformen anscheinend polygonal, nicht rundlich-oval, tangential 24 bis 83 µm (Mittelwert 48,7), radial 50—107 µm (Mittelwert 74), Länge der Gefäße an kontrastreichen Stellen des Radialschliffes sichtbar, vertikale Länge 36—124 µm (Mittelwert 66), Gefäße teils etwas breiter als hoch, Durchbrechungen einfach, Querwände meist waagrecht orientiert, Spiralverdickungen an kontrastreichen, bräunlichroten Stellen des Radialschliffes deutlich sichtbar, Abstand der Spiralen 2,5—7 µm, Radialwände der Gefäße mit ovalen oder rundlichen Tüpfeln bedeckt, Durchmesser ca. 3,5 µm, ferner horizontal verlängerte Tüpfelformen verschiedenster Gestalt, z. B. horizontal 10—11 µm, vertikale Ausdehnung 3—4 µm.

Holzparenchym: Aus Erhaltungsgründen schwer erkennbar, anscheinend mäßig reichlich, paratracheal und diffus.

Libriform: Als kleine Zellkomplexe zwischen den zahlreichen Gefäßen liegend, im Querschnitt teils polygonal, Durchmesser 11—25 µm, Wanddicke 3 bis 7 µm.

Markstrahlen: 3—5 Strahlen je mm tangentialer Erstreckung, schmale, 2—3 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit sehr breiten (bis 22 Zellen) Formen. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 18—85 µm, Mittelwert 44,0 µm (20 Messungen); Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 15—63 µm, Mittelwert 34,5 µm (40 Messungen); Höhe der Markstrahlzellen an einem Ende eines breiten Strahles 25—64 µm, Mittelwert 48,5 µm (10 Messungen).

Bergheim

Fundschicht: OSM, Ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Bergheim; Lesestein im Acker, Feldteil „Wiege", Top. Kt. 1 zu 25 000, Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau

Inventar-Nr.: 1963 XXIV 1

leg.: Amtmann L. Fruth, ca. 1950

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je etwa 2—3 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung teils gut, kontrastreich, bräunlichrot gefärbt.

Literatur: Selmeier 1958, Taf. I, Abb. 1—4; *Platanoxylon* sp.

Beschreibung

Zuwachszonen: Infolge unzureichender Erhaltung nur an einer Stelle des Querschliffs teilweise sichtbar, anscheinend 2,4 mm breit. Zuwachsgrenze zwischen den Markstrahlen bogenförmig eingebuchtet.

Gefäße: Zerstreut-mikropor, gleichmäßig über den Querschnitt verteilt, in Paaren und kleinen Nestern, sehr zahlreich, 115—156 je mm², an Parenchymzellen und Libriformfasern grenzend, Querschnittsformen anscheinend polygonal, tangentialer Durchmesser der Gefäße 18—67 µm, Mittelwert 37,0 µm (20 Messungen), radial 39—85 µm, Länge der Gefäße 66—186 µm, Mittelwert 139 µm (10 Messungen), Durchbrechungen einfach, Querwände waagrecht orientiert, Spiralverdickungen an wenigen Stellen des Radialschliffs erkennbar, Abstand der Spiralen 7—8 µm, Tüpfel infolge fortgeschrittener Zersetzung nur vereinzelt erkennbar, Durchmesser 5—6 µm, teils waagrecht verlängerte Formen, z. B. Länge 7 µm, Breite ca. 4 µm.

Holzparenchym: Aus Erhaltungsgründen schwer erkennbar, anscheinend paratracheal und diffus.

Libriform: Kleinere Zellkomplexe zwischen den zahlreichen Gefäßen liegend, im Querschnitt teils polygonal, Durchmesser 12—24 µm, Wanddicke 3 bis 6 µm.

Markstrahlen: 2—4 (5) je mm tangentialer Erstreckung, schmale, 2—3 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit bis zu 20 Zellen breiten Formen. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 21—71 µm, Mittelwert 38,4 µm (20 Messungen); Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 15—82 µm, Mittelwert 35,6 µm (20 Messungen); Höhe der letzten 10 Markstrahlzellen am Ende eines breiten Strahles 25—67 µm, Mittelwert 36,1 µm.

Bergheim

Fundschicht: OSM, Ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Bergheim; Lesestein im Acker, Feldteil „Wiege", Top. Kt. 1 zu 25 000, Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau

Inventar-Nr.: 1963 XXIV 114

leg.: Amtmann L. Fruth, ca. 1950

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegt 1 Querschliff mit platanenähnlicher Struktur vor. Der Fossilrest ist extrem zersetzt und abgebaut. Der tangentiale Durchmesser erkennbarer Gefäße beträgt z. B. 39 µm.

Gammelsdorf

Fundschicht: OSM, mittlere Schichtserie (Dehm 1960), Oberes Torton bis Mittleres Sarmat

Fundort: Gammelsdorf; Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7437 Bruckberg

Inventar-Nr.: 1963 I 54

leg.: Herr Matthias Lengl, Gammelsdorf

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 4 Schliffe (1 quer, 2 tangential, 1 radial) mit je 2—3 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung teils gut, jedoch kontrastarme Teilflächen.

Beschreibung

Zuwachszone: Bereits mit bloßem Auge sichtbar, Breite 1,9, 2,1 und 3,3 mm. Begrenzung der Zuwachszonen durch radial abgeflachte Fasern und etwas kleinere Gefäße markiert.

Gefäße: Zerstreutporig-mikropor, weitgehend gleichmäßig über den Querschnitt verteilt, Häufigkeit und Größe der Gefäße vom Früh- zum Spätholz jedoch abnehmend, 120—130 Gefäße je mm², Gefäße in Paaren oder kleinen Nestern, im Spätholz häufig auch einzeln liegend, Querschnittsformen polygonal, tangentialer Durchmesser der Frühholzgefäße 24—65 µm, Mittelwert 45,7 µm (10 Messungen), tangentialer Durchmesser der Spätholzgefäße 29—50 µm, Mittelwert 38,3 µm (10 Messungen), Länge der Gefäße z. B. 133—176 µm, Durchbrechungen einfach, waagrecht gestellte Querwände infolge Zersetzung nur stellenweise sichtbar, an einigen dunkler gefärbten Stellen des Radialschliffes Spiralverdickungen erkennbar, radiale Gefäßwände dicht mit Hoftüpfeln belegt, teils opponierte Tüpfelanordnung in Horizontalreihen, Durchmesser der Tüpfel 7—8 µm, langgezogene Tüpfel z. B. Länge 15 µm, vertikale Höhe 7 µm, Länge des schmalen Porus ca. 9 µm.

Holzparenchym: Paratracheal und diffus. Radialwände der Parenchymzellen anscheinend mit länglich ovalen Tüpfeln.

Libriform: Im Spätholz als Grundgewebe deutlicher hervortretend, im Frühholz kleinere Zellgruppen zwischen den zahlreichen Gefäßen, Querschnittsformen polygonal, Durchmesser 10—19 µm, Wandstärke 3—4 µm, im äußersten Bereich des Spätholzes markieren 3—4 Lagen radial abgeflachter Fasern die Zuwachsgrenze, z. B. tangentiale Erstreckung 25 µm, radial 7 µm.

Markstrahlen: 2—4 Strahlen je mm tangentialer Erstreckung, schmale 2—4 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit etwa 10 Zellen breiten Formen. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 14—34 µm, Mittelwerte 21,7 (30 Messungen); Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 14—35 µm, Mittelwert 22,9 µm (20 Messungen). An manchen Markstrahlen sind einreihige Verlängerungen der Markstrahlenden sichtbar.

Joshofen

Fundschicht: OSM, Ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Joshofen; Lesestein im Acker, Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau

Inventar-Nr.: 1963 XXIV 2

leg.: Amtmann L. Fruth, ca. 1950

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je etwa 1—(2) cm² Fossilfläche vor. Erhaltung mäßig, wenig kontrastreich, hellbraun gefärbt, zerdrückt, vielfach zerstört.

Beschreibung

Zuwachszonen: Infolge unzureichender Erhaltung am Querschliff nicht nachweisbar.

Gefäße: Zerstreut-mikropor, soweit sichtbar gleichmäßig verteilt, einzeln, paarweise und in kleinen Nestern, zahlreich, 56—72 je mm², dünnwandig, an

dickwandigere Libriformfasern oder Parenchymzellen grenzend, Querschnittsformen anscheinend polygonal, tangential 53—67 µm, Mittelwert 60,3 µm (10 Messungen), radial 53—85 µm, Länge der Gefäße 106—172 µm, Mittelwert 141,8 µm (10 Messungen), Durchbrechungen einfach, Querwände meist waagrecht orientiert, Spiralverdickungen am Radialschliff in Form 30 getrennter Spangen erhalten, an mehreren Stellen in Resten sichtbar, Reste der Tüpfel in Umrissen erkennbar.

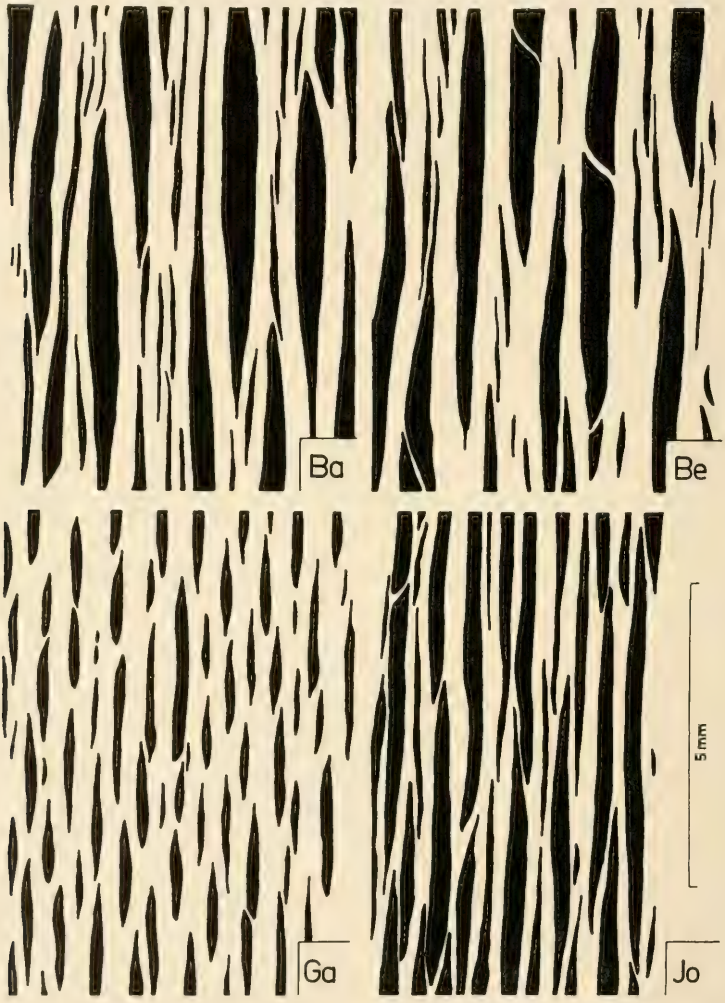


Abb. 3: Form, Häufigkeit und Anordnung der Markstrahlen an Tangentialschliffen „echter" und vermeintlicher verkieselter Platanenhölzer des Molassebeckens. — Ba Bergham, Be Bergheim, Ga Gammelsdorf, Jo Joshofen. Inventar-Nummern der Schliffe siehe Tab. 1.

Holzparenchym: Aus Erhaltungsgründen schwer erkennbar, anscheinend paratracheal und diffus.

Libriform: Als kleine Zellkomplexe zwischen den zahlreichen Gefäßen liegend, im Querschnitt teils polygonal, Durchmesser etwa 14—21 µm, Wanddicke 5—6 µm.

Markstrahlen: 2—3 Strahlen je mm tangentialer Erstreckung, schmale, 2—3 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit ca. 12 Zellen breiten Strahlen. Höhe

Abb. 4: Form, Häufigkeit und Anordnung der Markstrahlen an Tangentialschliffen „echter" und vermeintlicher verkieselter Platanenhölzer des Molassebeckens. — Mö Möckenlohe, Ob Obertürken, Pr Prielhof, Pf Pfaffing, Oberösterreich. Inventar-Nummern der Schliffe siehe Tab. 1.

der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 28—53 µm, Mittelwert 38,7 µm (20 Messungen); Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 15—61 µm, Mittelwert 37,1 µm (50 Messungen), Messungen an erhalten gebliebenen Zellkomplexen verschiedenster Markstrahlen, nicht an der breitesten Stelle eines einzelnen Strahles.

Joshofen

Fundschicht: OSM, Älteres Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Joshofen; Lesestein im Acker, Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau

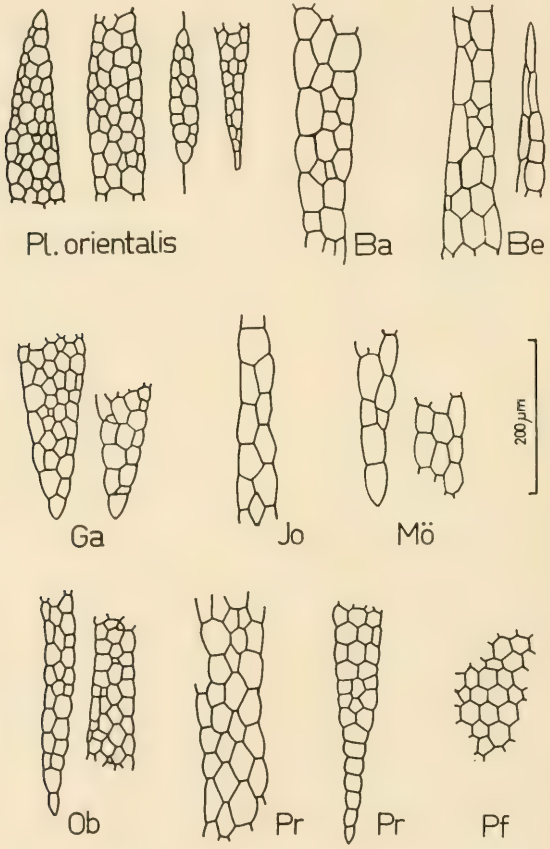


Abb. 5: Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen an Tangentialschliffen „echter" und vermeintlicher verkieselter Platanenhölzer des Molassebeckens im Vergleich zu *Platanus orientalis*, R. A. K. F. Nr. 923. Abkürzung der Fundorte siehe Abb. 3 u. 4. Inventar-Nummern siehe Tab. 1.

Inventar-Nr.: 1963 XXIV 3
leg.: Amtmann L. Fruth, ca. 1950
Material: Verkieseltes Sekundärholz. Extrem zerstört, zerdrückt und abgebaut, nur lokal Gewebereste erhalten; tangentialer Durchmesser der Gefäße z. B. 64—85 µm, der Libriformfasern z. B. 18 µm. Es liegt 1 Querschliff vor.

„Landshut"

Fundschicht: Wahrscheinlich OSM, Jungtertiär
Fundort: Nicht überprüfbar, angeblich Umgebung Landshut
leg.: Unbekannt
Material: Verkieseltes Sekundärholz. Der Fossilrest stammt aus den Sammlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Landshut, Niederbayern. Es liegt 1 Querschliff mit 4—5 cm² Fossilfläche vor. Zuwachszonen bereits mit bloßem Auge sichtbar, Breite aneinandergrenzender Zonen 2,2—2,3—2,0—1,7—1,8—2,9—2,0—2,0—1,7—1,8—2,8—1,7 mm, Mittelwert 2,24 mm, Begrenzungslinien bogenförmig zwischen zwei Markstrahlen eingebuchtet, 2—3 Markstrahlen je mm tangentialer Erstreckung, ca. 68 Gefäße je mm², tangentialer Gefäßdurchmesser z. B. 74 µm, radial 124 µm.

Möckenlohe

Fundschicht: OSM, Ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton
Fundort: Möckenlohe; Lesestein im Acker, Feldteil „Im Ruck", Nähe Waldrand, Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7135 Eichstätt
Inventar-Nr.: 1969 XVIII M 34
leg.: A. Selmeier, 1967
Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je 3 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung teils ausreichend, kontrastreich, dunkelbraun gefärbt.

Beschreibung
Zuwachszonen: Bereits mit bloßem Auge sichtbar, Begrenzungslinien zwischen benachbarten Markstrahlen leicht gebogen, Grenze aus 2—4 Lagen radial verkürzter, dickwandiger Fasern bestehend, Breite aufeinanderfolgender Zuwachszonen 0,8—1,3—1,2—1,1—1,3—1,4—0,9—1,5—1,4—2,1 mm, Mittelwert 1,3 mm.
Gefäße: Zerstreut-mikropor, einzeln und in kleinen Gruppen zu 2—3, sehr zahlreich, 70—135 je mm², unterschiedliche Werte der Gefäßdichte je nach dem Flächenanteil der Markstrahlen, Gefäße an Parenchym und dickwandige Libriformfasern grenzend, Querschnittsformen anscheinend polygonal, tangential 23 bis 85 µm, Mittelwert 49,3 µm (10 Messungen), Spätholzgefäße kleiner, z. B. tangential 40 µm, radial 53 µm, Länge der Gefäße aus Gründen der Erhaltung nicht mehr feststellbar, am Radialschliff Reste von Spiralverdickungen erhalten, Zellwände stark zersetzt, Tüpfel nicht mehr sichtbar.
Holzparenchym: Spärlich paratracheal und diffus, schwer erkennbar.

Markstrahlen: 1—3 je mm tangentialer Erstreckung, schmale 2—3 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit bis zu 24 Zellen breiten Strahlen. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 28—68 µm, Mittelwert 45,3 µm (20 Messungen); Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 15—43 µm, Mittelwert 33,6 µm (20 Messungen).

Libriform: In kleinen Gruppen zwischen den zahlreichen Gefäßen, im Querschnitt polygonal, teils rundlich, Durchmesser 25 µm, Wanddicke 4—6 µm.

Umgebung Obertürken

Fundschicht: OSM, Jungtertiär

Fundort: Umgebung Obertürken; Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7744 Simbach a. Inn

leg.: Unbekannt

Material. Verkieseltes Sekundärholz, aus der naturkundlichen Sammlung der Oberrealschule Simbach a. Inn. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je 1—2 cm^2 Fossilfläche vor. Erhaltung ausreichend, braungelb gefärbt, mäßig kontrastreich.

Beschreibung

Zuwachszonen: Mit dem bloßen Auge schwach erkennbar, Begrenzung aus einigen Lagen radial verkürzter Fasern bestehend, Breite 1,4—1,3—1,7—1,2—1,4 mm, Mittelwert 1,4 mm.

Gefäße: Zerstreut-mikropor, einzeln und in kleinen Gruppen, 54—66 je mm^2, Querschnittsformen anscheinend polygonal, Gefäße an Parenchym und Libriformfasern grenzend, tangential 42—104 µm, Mittelwert 68,5 µm (20 Messungen), Spätholzgefäße z. B. 42 µm, Frühholzgefäße z. B. 104 µm tangentialer Durchmesser, Länge der Gefäße aus Gründen der Erhaltung nicht mehr feststellbar, teils Tüpfelreste am Radialschliff, waagrecht orientiert, z. B. 10 µm lang, 4,5 µm vertikale Höhe.

Holzparenchym: Anscheinend paratracheal und diffus, schwer erkennbar.

Libriform: Im Spätholz als Grundgewebe deutlicher hervortretend, im Frühholz in kleinen Gruppen zwischen den zahlreichen Gefäßen, Querschnittsformen, polygonal, Durchmesser 17—29 µm, Wanddicke 4—5 µm.

Markstrahlen: 2—3 je mm tangentialer Erstreckung, schmale 2—4 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit 9—12 Zellen breiten Strahlen. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 14—39 µm, Mittelwert 20,2 µm (20 Messungen); Höhe der Marktstrahlzellen (breite Strahlen) 14—32 µm, Mittelwert 21,0 µm (20 Messungen), Maße der Kantenzellen breiter Markstrahlen 21 bis 39 µm, Mittelwert 27,3 µm (20 Messungen).

Pfaffing

Fundschicht: Jungtertiäre Sedimente

Fundort: Pfaffing bei Munderfing, Oberösterreich; am Rand des Kobernaußer Waldes

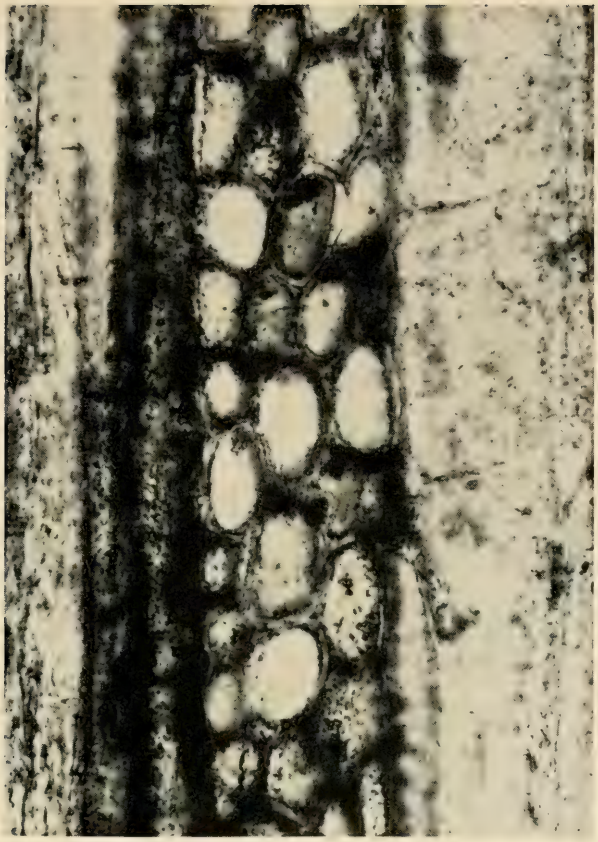


Abb. 6: Tangentialbild eines heterogenen 3reihigen Markstrahls mit vertikal verlängerten Zellen. 425×. — Bergheim, Inventar-Nr. 1963 XXIV 1.

Inventar-Nr.: 1972 I 25

leg.: Übergeben von Herrn Johann Werndl, Pfaffing

Material: Teil eines verkieselten Sekundärholzes. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je 3—4 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung mäßig, braungelb gefärbt, teils kontrastreich. Das in Oberösterreich liegende Fundstück soll als Grenzstein aus der Zeit Karl des Grossen kulturgeschichtliche Bedeutung haben.

Beschreibung

Zuwachszonen: Mit dem bloßen Auge sichtbar, Zuwachsgrenzen zwischen den Markstrahlen meist bogenförmig eingebuchtet (Abb. 9), Breite der 15 Zuwachszonen 3,0—2,3—1,9—2,0—1,1—2,1—1,6—2,0—1,4—1,0—1,4—0,9—0,4—1,1—1,1 mm, Mittelwert 1,5 mm.

Gefäße: Zerstreut-mikropor, einzeln und in kleinen Gruppen zu 2—3, zahlreich, 62—80 je mm², Gefäße des Frühholzes in größerer Dichte und gegenüber denen des Spätholzes weitlumiger, z. B. (tangential : radial) 57:107, 67:119, 70:128 µm, Gefäße des Spätholzes z. B. 59:91 µm, tangentialer Durchmesser der Frühholzgefäße 53—106 µm, Mittelwert 80,8 µm (20 Messungen), Spätholzgefäße 29—66 µm, Mittelwert 46,2 µm (20 Messungen), Gefäßdurchbrechungen einfach, anscheinend auch leiterförmig, Länge der Gefäße 95—186 µm, Tüpfelreste schwer erkennbar, Form oval bis linsenförmig, Porus spaltförmig.

Holzparenchym: Anscheinend paratracheal und diffus, schwer erkennbar, spärliches Vorkommen wahrscheinlich.

Libriform: Bildet das Grundgewebe zwischen den Gefäßen, besonders im Spätholz hervortretend, Querschnittsformen anscheinend polygonal, Durchmesser 17—24 µm, Wanddicke ca. 7 µm, scheinbar unseptiert.

Markstrahlen: 2—4 je mm tangentialer Erstreckung, meist 2—3, teils Verbreiterung an den Zuwachsgrenzen, schmale (1)—3 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit bis zu 16 Zellen breiten Strahlen (266 µm), im Tangentialbild meist lange, schmale Spindeln, Höhe 0,6—4,3 mm, meist 2—3 mm hoch. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 14—32 µm, Mittelwert 22,3 µm (20 Messungen), vertikale Höhe der Markstrahlzellen am Ende eines schmalen Strahlen 18—35 µm, Mittelwert 25,1 µm (10 Messungen). Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 18—36 µm, Mittelwert 22,6 µm (20 Messungen), Kantenzellen der breiten Strahlen liegen innerhalb der gleichen Werte.

Prielhof

Fundschicht: OSM, Glimmersande, ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Prielhof; 600 m westlich des Gehöftes, Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7133 Eichstätt

Inventar-Nr.: 1969 XVIII P 50

leg.: A. Selmeier, 1968

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegt 1 Querschliff mit etwa 1,5 cm² Fossilfläche vor. Erhaltungszustand unzureichend.

Beschreibung

Zuwachszonen und Markstrahlen mit bloßem Auge sichtbar, Zuwachsbreite 1,4—1,6 mm, Begrenzungslinien anscheinend zwischen den Markstrahlen eingebuchtet, Gefäße zerstreut-mikropor, meist einzeln, in Paaren oder kleinen Nestern, Einzelgefäße (tangential : radial) 46:74 µm, 53—74 µm, tangentialer Durchmesser zwischen 40—56 µm, radialer Durchmesser 65—78 µm, Markstrahlen 2—4 je mm tangentialer Erstreckung, breite Strahlen (139—200 µm) im Wechsel mit schmalen (39 µm), gegenseitige Abstände der Markstrahlen 93—465 µm.

Inventar-Nr.: 1969 XVIII P 54

leg.: A. Selmeier, 1968

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegt 1 Querschliff mit 1 cm² Fossilfläche vor. Erhaltungszustand unzureichend.

Beschreibung

Stark zerdrücktes Holz mit gestauchten Markstrahlen, 2—4 je mm tangentialer Erstreckung, Breite der Markstrahlen 53—346 µm, gegenseitige Abstände 106 bis 332 µm, schmale und breite Markstrahlen wechseln miteinander ab, Gefäße zerstreut-mikropor, tangentialer Durchmesser 42—53 µm, radial 64—74 µm, anscheinend polygonale Querschnittsformen, Libriformfasern bilden die Grundmasse, Durchmesser 10—17 µm, Wanddicke etwa 4 µm.

Inventar-Nr. 1969 XVIII P 66

leg: A. Selmeier, 1968

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 3 Schiffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit etwa 1—2 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung ausreichend, teils wenig kontrastreich, Längsschliffe mit kleinen Zonarquarzen (Schroeder 1969, S. 24 bis 27, Taf. 17, Abb. 55—59, Taf. 18, Abb. 60—64) übersät, Wandstrukturen weitgehend zerstört.

Beschreibung

Zuwachszonen: Mit bloßem Auge erkennbar, Breite 0,6—1,3—1,0—1,1—1,0—0,9—2,2—2,1—2,3 mm, Mittelwert 1,2 mm, Begrenzung der Zuwachszonen durch 4—5 Lagen radial abgeflachter englumiger Libriformfasern, deren Maße z. B. radial 12 µm, tangential 21 µm.

Gefäße: Zerstreutporig-mikropor, etwa 130 je mm², Gefäße einzeln und in kleinen Gruppen Querschnittsformen anscheinend polygonal, tangentialer Durchmesser der Frühholzgefäße 25—61 µm, Mittelwert 43,4 µm (20 Messungen), tangentialer Durchmesser der Spätholzgefäße 28—61 µm, Mittelwert 34,3 µm (20 Messungen), Länge der Gefäße 57—146 µm, Mittelwert 86 µm (10 Messungen), Durchbrechungen einfach mit meist waagrecht gestellten Querwänden, Reste von Spiralverdickungen mehrfach an den Längsschliffen erhalten.

Holzparenchym: Anscheinend paratracheal und spärlich diffus, schwer erkennbar.

Libriformfasern: Im Spätholz als Grundgewebe deutlicher hervortretend, im Frühholz nesterartig zwischen den zahlreichen Gefäßen, polygonal, Durchmesser 14—24 µm, Wanddicke ca. 7 µm.

Markstrahlen: 2—3 je mm tangentialer Erstreckung, schmale 3—4 Zellen breite Markstrahlen wechseln mit bis 15 Zellen breiten Strahlen. Höhe der Markstrahlzellen (schmale Strahlen) 12—53 µm, Mittelwert 36 µm (20 Messungen), Höhe der Markstrahlzellen (breite Strahlen) 21—51 µm, Mittelwert 34 µm (20 Messungen), Messung von 20 großen (hohen) würfelförmigen Markstrahlzellen am Radialschliff führt zu Mittelwerten von 48 µm, Wanddicke der Markstrahlzellen etwa 7 µm, Pilzhyphen.

Inventar-Nr.: 1969 XVIII P 67, 68, 76, 96, 114, 185, 206, 233, 378, 495

leg: A. Selmeier, 1968

Material: Verkieselte Sekundärhölzer. Von den 10 Fundstücken liegt je ein Querschliff mit je 1—2,5 cm² Fossilfläche vor. Der meist unzureichende Erhaltungszustand läßt zwar den platanenähnlichen Holzbautyp zweifelsfrei erkennen, eine Einzelbeschreibung der Schliffe erscheint jedoch wenig sinnvoll. Alle verwertbaren Messungen liegen im Bereich der Meßwerte der oben beschriebenen Holzreste der Fundstelle Prielhof.

Schloßberg

Fundschicht: OSM, Jungtertiär; ? sekundäre Lagerstätte

Fundort: Schloßberg bei Ortenburg; Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7445 Ortenburg

Inventar-Nr.: 1971 I 53

leg.: Prof. Dr. W.-D. Grimm, 1962

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegt 1 Querschliff mit etwa 2 cm² Fossilfläche vor. Platanenähnliches Holz, extrem kontrastarm, sehr schlecht erhalten.

Schrobenhausen

Fundschicht: OSM, ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Schrobenhausen; Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7433 Schrobenhausen

Inventar-Nr.: 1964 XXIV 4

leg.: Rektor Reichl, Schrobenhausen, ca. 1952

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 2 Schliffe (1 quer, 1 tangential) mit etwa 1—1,5 cm² Fossilfläche vor. Sehr schlecht erhaltenes Holz mit platanenähnlicher Struktur. Gefäßdurchmesser tangential z. B. 26 µm, radial 32 µm, Höhe der Markstrahlzellen (breite Markstrahlen) 18—35 µm, Mittelwert 25,4 µm (20 Messungen), Höhe der Markstrahlzellen (schmaler Markstrahl) 21—39 µm, Mittelwert 26,2 µm (10 Messungen).

Zanklau

Fundschicht: OSM, ältere Schichtserie (Dehm 1960), Unteres und Mittleres Torton

Fundort: Zanklau; Acker 50 m NW des Gipfels des Zankelberges, Top. Kt. 1:25 000, Nr. 7342 Landau a. d. Isar

Inventar-Nr.: 1971 I 273

leg.: Herr K.-H. Schrettenbrunner, Fichtheim

Material: Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 3 Schliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je etwa 1 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung sehr schlecht. Platanenähnlicher Holzrest, Gefäße zerstreut-mikropor, schmale und breite Markstrahlen, Höhe der Markstrahlzellen eines 2—3reihigen Strahles 21—49 µm, Mittelwert 36,4 µm (20 Messungen), Höhe der Markstrahlzellen eines breiten Markstrahles 21—61 µm, Mittelwert 33,6 µm (20 Messungen), Höhe der einreihigen Markstrahlzellen eines 3reihigen Strahles 35—96 µm, Mittelwert 52,8 µm (10 Messungen).

5. Ergebnisse und Diskussion

Von 26 verkieselten Holzresten mit platanenähnlicher Struktur konnten aufgrund eines ausreichenden Erhaltungszustandes 9 Fundstücke eingehender untersucht werden. Hierbei zeigt sich, daß es nicht möglich ist, an den Querschnittflächen verkieselter Hölzer *Platanus*-Reste zu erkennen.

a) Häufigkeit und Form der Markstrahlen

Die Häufigkeit der Markstrahlen je mm tangentialer Erstreckung (spacing of wood rays in porous woods) gilt in der rezenten Holzanatomie als beachtenswertes Merkmal (Panshin & Zeeuw 1970, S. 180—182). In zerstreutporigen Hölzern variiert die Häufigkeit der Strahlen je mm etwa zwischen 5 und 21. Genetische Faktoren, das Alter des Holzes, klimatische Faktoren und Bodenverhältnisse beeinflussen die Häufigkeit der Markstrahlen. Innerhalb ein und desselben Baumes ergeben sich Unterschiede bei Stamm-, Ast- oder Wurzelholz. Von 8 verkieselten Holzresten ist in Abb. 2 die Häufigkeit der Markstrahlen an vergleichbaren Querschliffabschnitten zusammengestellt. Die Fossilreste aus Gammelsdorf (Ga) und Pfaffing (Pf), teils auch aus Obertürken (Ob), haben gegenüber den Funden aus Bergham (Ba), Bergheim (Be), Möckenlohe (Mö) und Prielhof (Pr) relativ schmale Markstrahlen. Die Kieselhölzer aus Bergham (Ba) und Joshofen (Jo) haben flächenmäßig

Tab. 1: Verkieselte Holzreste mit „echter" und vermeintlicher Platanenstruktur. Die mittlere Höhe der Markstrahlzellen, getrennt gemessen an schmalen (schmal) und breiten (breit) Markstrahlen, gilt als unterscheidendes Merkmal; im Mittel weniger als 30 µm hohe Zellen entsprechen nach Süss (1971) der Gattung *Platanus*. Meßwerte in µm.

Fundort	Tangentialer Gefäßdurchmesser	Spiralverdickungen	Höhe der Markstrahlzellen	
			schmal	breit
Bergham	24—83	+	18—85	15—63
1965 I 209	48,7		44,0	34,5
Bergheim	18—67	+	21—71	15—82
1963 XXIV 1	37,0		38,4	35,6
Gammelsdorf	24—65	+	14—34	14—35
1963 I 54	42,0		21,7	22,9
Joshofen	53—67	+	28—53	15—61
1963 XXIV 2	60,3		38,7	37,1
Möckenlohe	23—85	+	28—68	15—43
1969 XVIII M 34	49,3		45,3	33,6
Obertürken	42—104	—	14—39	14—32
Nr. 6102	68,5		20,2	21,0
Pfaffing	29—106	—	14—32	18—36
1972 I 25	63,5		22,3	22,6
Prielhof	25—61	+	12—53	21—51
1969 XVIII P 66	38,8		36,0	34,0
Zanklau	—	—	21—49	21—61
1971 I 273			36,4	33,6

den größten Anteil an Markstrahlen gegenüber der gesamten Fossilfläche. Es kann vermutet werden, daß Wurzelholzreste vorliegen.

Die Abb. 3 und 4 lassen Form, Häufigkeit und Anordnung der Markstrahlen im Tangentialbild erkennen. Hohe und breite Spindeln haben die Holzreste aus Bergham (Ba), Bergheim (Be), Joshofen (Jo), Möckenlohe (Mö) und Prielhof (Pr). Auffallend niedrig und schmal sind die Markstrahlen des Holzes aus Gammelsdorf, teils jene aus Pfaffing (Pf). Die Markstrahlen des Holzes aus Obertürken (Ob) sind höher als die von Pfaffing, erreichen jedoch keineswegs die Maße der Kieselhölzer aus Bergham, Bergheim, Joshofen, Möckenlohe und Prielhof. Das Kieselholz aus Joshofen hat den höchsten prozentualen Anteil der Markstrahlen an der Holzmasse (Wurzelholz?).

b) Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen

Da die Mittelwerte der Höhe der Markstrahlzellen nach Süss (1971) bei rezenten und fossilen *Platanus*-Formen stets weniger als 30 µm sein sollen bzw. sind, wurde dieses Merkmal besonders berücksichtigt. An den Fossilfunden wurden über 500 Messungen, an *Platanus orientalis*, Herkunftsland Rußland, wurden 90 Messungen vorgenommen. Allgemein kann festgestellt werden, daß auch für die Funde aus dem Molassebecken Ähnliches gilt, wie Süss (1971) an miozänen Kieselhölzern mit platanenähnlicher Struktur aus der Ungarischen Volksrepublik nachweisen konnte: Familientrennende Unterschiede im Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen.

In den Tabellen 1, 2 und 3 ist die mittlere Höhe der Markstrahlzellen besonders berücksichtigt. Die Mittelwerte in der Höhe der Markstrahlzellen liegen nur bei folgenden 4 Hölzern erheblich unter 30 µm:

Platanus orientalis	21,5 µm	90 Messungen
Gammelsdorf	22,3 µm	50 Messungen
Obertürken	20,6 µm	40 Messungen
Pfaffing	23,3 µm	50 Messungen

Die Mittelwerte der restlichen platanenähnlichen Funde liegen erheblich über diesen Werten und schwanken von 36,7 µm (Bergheim) bis 42,3 µm (Bergham). Diese Unterschiede im Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen (Mittelwerte!) überschreiten erheblich die Variationsbreite diagnostisch entscheidender Merkmale. Ein Vergleich von Abbildungen und Beschreibungen rezenter *Platanus*-Arten macht deutlich, daß Mittelwerte (Höhe der Markstrahlzellen) von 36—42 µm bei der Gattung *Platanus* nicht feststellbar sind. Selbst die Einbeziehung großer Rand- und Kantenzellen führt nach Überprüfung bei *Platanus orientalis* keineswegs zu diesen hohen Mittelwerten.

Der beachtenswerte Heterogenitätsgrad vieler platanenähnlicher Hölzer des Molassebeckens legt die an Sicherheit grenzende Vermutung nahe, daß bei Holzresten mit Mittelwerten zwischen 36—42 µm keinesfalls Platanen vorliegen. Somit sind für die Bestimmung von Platanen und platanenähnlichen Holzresten stets Tangential- und Radialschliffe erforderlich, um die Höhe ausreichend vieler Markstrahlzellen zu vermessen.

Die Abb. 5 und 6 lassen den unterschiedlichen Heterogenitätsgrad in der Ausbildung der Markstrahlen erkennen.

Tab. 2: Verkieselte Holzreste mit „echter" und vermeintlicher Platanenstruktur. Vergleich der Mittelwerte der vertikalen Markstrahlzellhöhen schmaler und breiter Strahlen. Meßwerte in µm. Wahrscheinlich *Platanus* = *

Fundort	Anzahl der Messungen	Höhe der Markstrahlzellen Mittelwerte
Bergham 1965 I 209	50	42,3
Bergheim 1963 XXIV 1	50	36,7
Gammelsdorf 1963 I 54	50	* 22,3
Joshofen 1963 XXIV 2	70	37,9
Möckenlohe 1969 XVIII M 34	40	39,5
Obertürken Nr. 6102	40	* 20,6
Pfaffing 1972 I 25	50	* 23,3
Prielhof 1969 XVIII P 66	60	39,3
Zanklau 1971 I 273	50	40,9

Tab. 3: Mittlere Höhe der Markstrahlzellen, gemessen an *Platanus orientalis*, Heimat Rußland, Dauerpräparat R.A.K.F. Nr. 923. Maße in µm

Anzahl der Messungen	Höhe der Markstrahlzellen
90	10,7—33,9 Mittelwert 21,46

c) Spiralverdickungen der Gefäße

Eine Schwierigkeit bei der Bestimmung bereitet die Merkmalskombination von niederer Markstrahlzellhöhe und dem Auftreten von Spiralverdickungen. Wie aus Tab. 1 ersichtlich, trifft dies für den Holzrest aus Gammelsdorf zu.

Der im allgemeinen sehr schlechte Erhaltungszustand der meisten Kieselhölzer des Molassebeckens, so auch der vorliegenden Holzreste, schließt nicht völlig aus, daß leiterförmige Perforationen und Spiralverdickungen nicht mehr mit absoluter

Abb. 7: Radialbild mit spiralförmigen Gefäßverdickungen, 425×. — Bergheim, Inventar-Nr. 1963 XXIV 1.

Sicherheit zu unterscheiden sind. Da rezente Platanen mit Spiralverdickungen der Gefäße unbekannt sind, kommt diesem Merkmal bei platanenähnlichen Kieselhölzern größte Bedeutung zu. Die Fundstücke aus Bergham, Bergheim, Gammelsdorf, Joshofen und Möckenlohe haben spiralverdickte Gefäße (Abb. 7), teils an mehreren Stellen der Längsschliffe deutlich erkennbar.

d) Tangentialer Durchmesser der Gefäße

Der tangentiale Gefäßdurchmesser gilt allgemein als besonders verwertbares Merkmal. So betont Boureau (1967, S. 541): „Il est le plus constant et le plus caractéristique de l'espèce. On peut s'en servir comme terme de comparaison." Vergleicht man in Tab. 1 die Mittelwerte der tangentialen Gefäßdurchmesser, so zeigen die Werte keine differenzierenden Schwankungen entsprechend den Mittelwerten der Markstrahlzellen. Bei den Funden aus Pfaffing und Prielhof, Abb. 8 und 9, sind

allerdings deutliche Größenunterschiede sichtbar, die auch in den Mittelwerten (Tab. 1) nachweisbar sind.

e) Platanenhölzer?

Von den vorliegenden Holzresten können nur die Funde aus Gammelsdorf, Obertürken und Pfaffing mit Vorbehalt zu den Platanen gestellt werden. Von einer systematischen Zuordnung wird vorerst bewußt Abstand genommen, um Fehlbestimmungen zu vermeiden. Da die Autoren Süss und Müller-Stoll seit Jahren mit der Problematik rezenter und fossiler Platanenhölzer befaßt sind, werden deren angekündigte Ergebnisse abgewartet (Süss 1971, S. 74).

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand und den in diesen Untersuchungen vorliegenden Meßwerten handelt es sich bei den bereits früher (Selmeier 1958) unzureichend beschriebenen Funden aus Bergheim und Joshofen um Fehlbestimmungen. Die als *Platanoxylon* sp. ohne Diagnose erwähnten Kieselhölzer wurden in dieser Arbeit nachuntersucht. Der Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen (Tab. 2) schließt eine Zuordnung zu *Platanus* aus. In einer in Vorbereitung befindlichen Revision der 1958 (Selmeier) erwähnten Holzreste wird eine Neubestimmung versucht. Nach Süss (1971, S. 77) ist es derzeit nicht ratsam, platanenähnliche Holzreste definitiv einer bestimmten Familie zuzuordnen. Shilkina (1958) und Greguss (1969) haben ohne überzeugende holzanatomische Begründung platanenähnliche Holzreste den Icacinaceen (*Icacinoxylon* sp.) zugeordnet.

f) Platanenähnliche Hölzer unsicherer systematischer Zugehörigkeit

Hölzer mit platanenähnlicher Struktur und spiralverdickten Gefäßen kommen nach Süss (1971) und Metcalfe & Chalk (1965) z. B. bei folgenden Familien vor: Epacridaceae, Escalloniaceae, Flacourtiaceae, Icacinaceae, Symplocaceae, Theaceae, Violaceae.

Rezente Dauerpräparate aus der Sammlung des Institutes für Holzforschung und Holztechnik der Universität München konnten mit den Fossilresten verglichen werden. Es waren Dünnschnittpräparate folgender Familien, Gattungen und Arten:

Flacourtiaceae

Neumannia theiformis

Icacinaceae

Apodytes dimidiata, Canshieya corniculata, Dendrobangia boliviana, Gomphandra inzoniensis, Gonocaryum calleryanum, Metteniusa, Tessmannii, Pennantia corymbosa, Platea latifolia, Poraqueiba sericea, Rhaphiostylis beninensis, Villaresia concha, Villaresia moorei

Symplocaceae

Symplocos amplifolia, S. lamina, S. spicata

Theaceae

Adinandra Schliebania, Camellia, Eurya, Frezina, Gordonia, Lapiacea, Nesogordonia, Schima, Stewartia, Ternstroemia acrocantha, T. polypotala, Thea japonica

Violaceae

Hymenanthera, Paypayrola, Rinorea.

Weder unter den Dünnschnittpräparaten, noch unter den Abbildungen und Beschreibungen der Literatur, konnten zweifelsfrei rezente Holzbautypen gefunden werden, denen die fossilen Reste des Molassebeckens zuzuordnen sind. Da der Kreis

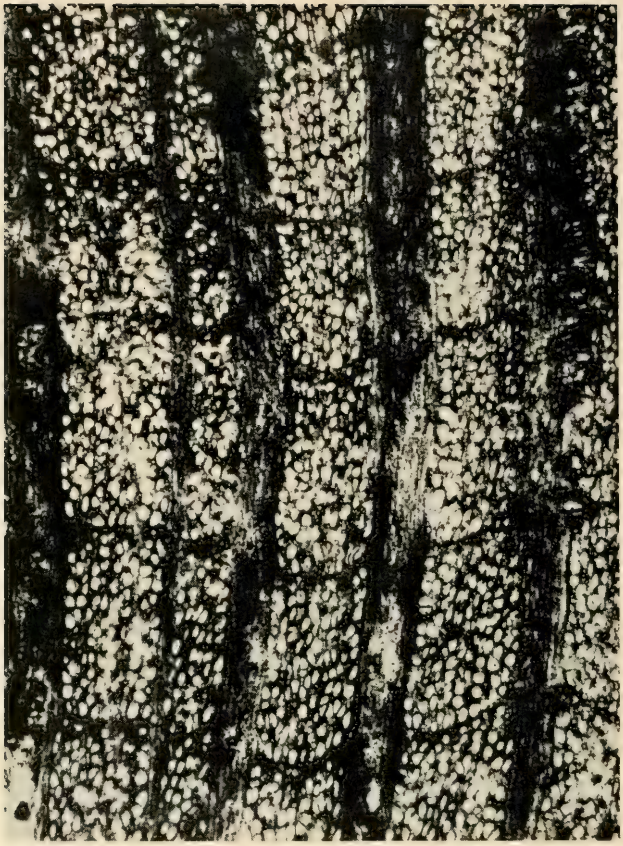


Abb. 8: Querschliffbild im Bereich von 4 Zuwachszonen, 25×. — Bergheim, Inventar-Nr. 1963 XXIV 1.

der für einen Vergleich in Frage kommenden Holzarten relativ groß ist (Süss 1971, S. 77) wird abgewartet, bis die rezente Holzanatomie entsprechende Bestimmungshilfen vorlegt.

Die von Greguss aus dem Tertiär Ungarns beschriebenen Kieselhölzer zeigen weitestgehende Übereinstimmung mit den Funden aus Bayern, so z. B. Greguss 1969, Taf. XL, XLI, XLII und XLIV. Obwohl Greguss in den holzanatomischen Beschreibungen kaum Meßwerte angibt, werden die Hölzer unter verschiedensten Artnamen als Formen von *Icacinoxylon* beschrieben und abgebildet. Die platanenähnlichen Hölzer des Molassebeckens sollen jedoch erst nach einer sorgfältigen Analyse rezenter Vergleichsformen systematisch ein- und abgegrenzt werden. Erst dann erscheint eine Bestimmung sinnvoll.

g) Klimazeugen

Da mit Sicherheit angenommen werden kann, daß die Holzreste aus Bergham, Bergheim, Joshofen, Möckenlohe und Prielhof (Abb. 2, 3, 4, 5) nicht zur Familie der

Abb. 9: Querschliffbild im Bereich von 3 Zuwachszonen. 25×. — Pfaffing, Oberösterreich, Inventar-Nr. 1972 I 25.

Platanaceae gehören, kommen Familien in Frage, deren tropischer und subtropischer Charakter durch deren heutige Verbreitung nachgewiesen ist (z. B. Flacourtiaceae, Symplocaceae, Icacinaceae). Da auch unter den extrem schlecht erhalten gebliebenen platanenähnlichen Holzresten des Molassebeckens weitere Hölzer dieser Familien verborgen sind, kommt der Entscheidung ob Platane oder platanenähnliches Holz ein entsprechender Aussagewert hinsichtlich des Klimas zu. Einfacher formuliert, der Heterogenitätsgrad der Markstrahlzellen entscheidet bei diesen Kieselhölzern in Verbindung mit weiteren Merkmalen über warm-gemäßigtes oder tropisch-subtropisches Klima.

Falls es zutrifft, daß die Kieselhölzer aus Gammelsdorf, Obertürken und Pfaffing tatsächlich Platanen sind, so würden die zahlreichen jungtertiären Platanen-Blattreste (Jung 1963, 1970) aus Massenhausen, Vilsbiburg und anderen unveröffentlichten Fundpunkten des Molassebeckens durch Holzreste ergänzt.

h) Bestimmung von Platanenhölzern

Verkieselte Platanenhölzer und platanenähnliche Hölzer sind nur mit Hilfe von Längsschliffen, Tangential- und Radialschliffen, zu unterscheiden. Die herkömmliche Meinung, daß Lupenbetrachtung von Querschnittflächen verkieselter Hölzer die Bestimmung von Platanen zuließe, wird durch vorliegende Meßreihen, Zeichnungen und Fotos widerlegt.

Literatur

Boureau, E.: Anatomie végétale, III. — Paris 1957.

Brett, D. W.: Fossil wood of *Platanus* from the British Eocene. — Palaeontology **15**, 3, 496—500, London 1972.

Brush, W. D.: Distinguishing characteristics of the North American sycomore woods. — Bot. Gaz. **64**, 480—496, New York 1917.

Dehm, R.: Zur Frage der Gleichaltrigkeit bei fossilen Säugerfaunen. — Geol. Rdsch., **49**, 1, 36—40, Stuttgart 1960.

Engler, A.: Syllabus der Pflanzenfamilien, Bd. II. — Berlin-Nikolassee 1964.

Greguss, P.: Tertiary Angiosperm Woods in Hungary. — Budapest 1969.

Jung, W.: Blatt- und Fruchtreste aus der Oberen Süßwassermolasse von Massenhausen, Kreis Freising (Oberbayern). — Palaeontographica B **112**, 119—166, Stuttgart 1963.

Jung, W.: Eine reiche Fundstelle obermiozäner Pflanzenreste in der Oberen Süßwassermolasse Südbayerns. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **9**, 542—548, Stuttgart 1970.

Metcalfe, C. R. & L. Chalk: Anatomy of the Dicotyledons, I u. II., Oxford 1965.

Page, V. M.: Angiosperm wood from the Upper Cretaceous of Central California: Part II. — Amer. J. Bot., **55**, 2, 168—172, New York 1968.

Panshin, A. J. & C. de Zeeuw: Textbook of Wood Technology, Vol. 1, New York 1970.

Prakash, U., D. Březinová & Č. Bůžek: Fossil woods from the Doupovské Hory and České Středohoří Mountains in Northern Bohemia. — Palaeontographica B **133**, 103 bis 128, Stuttgart 1971.

Schmidt, E.: Mikrophotographischer Atlas der mitteleuropäischen Hölzer. — Neudamm 1941.

Schroeder, K.: Über die fossilen Hölzer aus dem Stephan und dem Rotliegenden des Saar-Nahegebietes. — Fotodruck, 142 Seiten, 49 Taf., Saarbrücken 1969.

Selmeier, A.: Die Kieselhölzer des Bayerischen Miozäns. — Ber. Naturwiss. Verein Landshut, **23**, 24—94, Landshut 1958.

Shilkina, K.: The fossil woods from the Goderdzy Pass (UdSSR). — Palaeobotanica **3**, 127—179, Moskau, Leningrad 1958 [russ. u. engl. Zusammenfassung].

Süss, H.: Über das Vorkommen von Platanen und platanenähnlichen Holzresten aus dem Miozän der Ungarischen Vr. — Geologie **20**, 1, 74—80, Berlin 1971.

Süss, H. & W. R. Müller-Stoll: Änderungen der Zellgrößen und des Anteils der Holzelemente in zerstreutporigen Hölzern innerhalb einer Zuwachsperiode. — Holz als Roh- und Werkstoff **28**, 309—317, München 1970.

Süss, H. & W. R. Müller-Stoll: Zur Anatomie des Ast-, Stamm- und Wurzelholzes von *Platanus* × *acerifolia* (Ait.) Willd. — Österr. Bot. Z. **121**, 227—249, Wien 1973.

Zeichnungen und Fotografien: A. Selmeier

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 | 157—167 | München, 15. 9. 1975

Fagaroxylon bavaricum n. sp., ein verkieseltes Rutaceen-Holz aus obermiozänen Schichten Niederbayerns

Von Alfred Selmeier[1])

Mit 4 Abbildungen und Tafel 12—13

Zusammenfassung

Aus der miozänen Vorlandmolasse Niederbayerns wird erstmals ein verkieseltes Rutaceen-Holz, *Fagaroxylon bavaricum* n. sp., beschrieben. Das 1,63 m lange, etwa 600 kg schwere Kieselholz stammt aus dem Südlichen Vollschotter und wurde im östlichen Steilabfall des Türkenbaches bei Untertürken in der Nähe von Marktl am Inn entdeckt.

Die holzanatomischen Merkmale des Fossilrestes stimmen weitgehend mit denen indisch-ostasiatischer *Zanthoxylum*(=*Fagara* auct.)-Arten, überein.

Summary

This paper describes the anatomical structure of a new silicified dicotyledonous wood resembling the modern wood of *Zanthoxylum Rhetsa* DC., synonym *Fagara Rhetsa* Roxb.

The petrified stemrest, discovered in Upper Miocene sediments of Lower Bavaria ("Niederbayern"), corresponds to the genus *Fagaroxylon* van der Burgh 1964.

Anatomical structure of the stemrest: Growth rings; vessels diffuse-porous, mean tangential diameter 28—114 µm, single (82 %) and radial multiples of 2—6, the pores retaining a characteristic rounded shape, varying in number from 32—55 pores per sq. mm, spiral thickening, perforation exclusively simple, yellow deposits common; parenchyma present as terminal bands, paratracheal scanty, diffuse as strands scattered among the fibres, often almost entirely of chambered crystalliferous cells; rays uniseriate, mostly 4—6 cells wide, in contact with the rays often strands of chambered crystalliferous cells.

Inhalt

1. Einleitung 158
2. Das Rutaceen-Holz vom Türkenbach 159
   a) Beschreibung der Dünnschliffe 159
      Topographie 159
      Holzelemente 161

[1]) Dr. A. Selmeier, Professor an der Fachhochschule München, 8 München 2, Lothstraße 34.

b) Bestimmung und Diskussion 162
Vergleich mit rezenten Hölzern 164
Vergleich mit fossilen Hölzern 165
3. Geographische Verbreitung der Rutaceen 166
Literatur 166

1. Einleitung

Das vorliegende Kieselholz wurde von einem Teilnehmer der Münchener Volkshochschule, Herrn Horst Falch, anläßlich einer Exkursion unter Leitung von Herrn Professor Dr. Herbert Hagn Ende April 1974 entdeckt.

Herr Professor Dr. Hagn hatte die Freundlichkeit, folgenden Beitrag zur Verfügung zu stellen, wofür auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

„Am 20. 4. 1974 führte H. Hagn eine Exkursion in die miozäne Vorlandmolasse Niederbayerns für Teilnehmer der Münchener Volkshochschule durch. Am ersten Haltepunkt, Türkenbach bei Stammham E Marktl, fand Herr H. Falch, Oberschleißheim, einen verkieselten Baumstamm.

Die Fundstelle liegt am Ostufer des Türkenbachs, südlich der Brücke der Bundesstraße 12. Es sind zwei verschiedene Ablagerungen aufgeschlossen. Das Liegende wird von Glimmersanden der Süßbrackwasser-Molasse gebildet; dieses Schichtglied wird auch als *Rzehakia*-Schichten (= *Oncophora*-Schichten auct.) bezeichnet. Sein Alter ist Ober-Helvet (= höheres Ottnang der neueren Gliederung der Paratethys). Darüber folgt, durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, der Südliche Vollschotter. Er setzt mit Grobkies ein. Sein Alter wird mit Ober-Sarmat angegeben. Zwischen den *Rzehakia*-Schichten und dem zuletztgenannten Schotter klafft demnach eine beträchtliche Schichtlücke.

Das Kieselholz stammt aus dem Südlichen Vollschotter. Es wurde ca. 10 cm über seiner Basis entdeckt. Alle Beobachtungen weisen darauf hin, daß der Baumstamm nicht auf primärer Lagerstätte ruht, sondern, vielleicht sogar mehrfach, umgelagert wurde."

Die Bergung des Kieselholzes und dessen Transport in die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München, erfolgte am 3. Mai 1974 unter Leitung von Herrn Professor Dr. Walter Jung.

Am 2. Mai 1974 besuchten Herr Professor Dr. Jung und Herr Dipl. Geol. H. Mayr die Fundstelle.

Am 3. Mai 1974 wurde das mit Hilfe einer Seilwinde und eines Traktors geborgene Stammstück nach München transportiert. An diesem Tag waren Technischer Obersekretär H. Mertl, Konservator Dr. G. Schairer und Herr A. Schönfeld helfend beteiligt.

Die Anfertigung der Dünnschliffe, wegen der Härte des Materials teils Schwierigkeiten bereitend, übernahm Herr Obersekretär H. Mertel.

Mikroskopische Messungen, Studium rezenter Vergleichspräparate, Zeichnungen, Fotoarbeiten und Literaturstudium erfolgten an 2 Universitäts-Instituten Münchens:

Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II;

Institut für Holzforschung und Holztechnik, 8 München 40, Winzererstraße 45.

2. Das Rutaceen-Holz vom Türkenbach

Organgattung: *Fagaroxylon* Van der Burgh 1964
Typusart: *Fagaroxylon limburgense* Burgh 1964
Burgh 1964, S. 279—282, Taf. 10, Fig. 1—10
Art: *Fagaroxylon bavaricum* n. sp.
Vergleichsform: *Zanthoxylum Rhetsa*, Dc., Synonym *Fagara Rhetsa* Roxb.; pantropische Verbreitung

Material: Kieselholzstamm, Länge 1,63 m, Breite 0,52 m, Umfang maximal 1,69 m, Gewicht ca. 600 kg, Handstücke und 8 Dünnschliffe. Eine etwa 5 mm dicke, weiße Verwitterungsrinde umgibt das innen schwarz gefärbte Stammstück. Inventar-Nr. 1974 I 111; Abbildungen 1—4, Taf. 12, Fig. 1—4, Taf. 13, Fig. 1—4. Aufbewahrung des Materials in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München.

Fundort: Östlicher Steilabfall des Türkenbaches bei Untertürken nahe Marktl am Inn, Niederbayern, ca. 300 m S Brücke der B 15/20 über den Türkenbach; Gradabteilungsblatt Nr. 7743 Marktl der Topographischen Karte 1:25 000.

Alter: Ober-Miozän; Basislage des Südlichen Vollschotters der Vorlandmolasse.

a) Beschreibung der Dünnschliffe
Abb. 1—4, Taf. 12, Fig. 1—4, Taf. 13, Fig. 1—4

Verkieseltes Sekundärholz. Es liegen 8 Schliffe (2 quer, 3 tangential, 3 radial) mit je 1—2 cm² Fossilfläche vor. Erhaltung meist sehr gut, dunkelbraun bis gelbbraun gefärbt.

Diagnose: Zerstreutporiges Rutaceen-Holz vom anatomischen Bau der *Zanthoxylum*- bzw. *Fagara*-Arten. — Holz zerstreutporig, sekundäres Holz der Organgattung *Fagaroxylon* mit Terminalparenchym (?) und Zuwachszonen von 0,4 bis 4,2 mm. — Gefäße 82,5 % einzeln, 10,3 % paarweise, 3,6 % dreiporig, 0,78 % vierporig, radiale Gruppen von 5—6 Gefäßen je 0,15 %, tangentiale Gefäßgruppen 1,4 %, Durchbrechungen einfach, Spiralverdickungen, tangentialer Durchmesser der Einzelgefäße 28—114 µm, Mittelwert 68 µm, Länge der Gefäßglieder 93—372 µm, Mittelwert 203 µm, Hoftüpfel rundlich, teils dicht stehend und hexagonal, Durchmesser 5—7 µm, Gefäße häufig mit gelbroten Inhaltsstoffen erfüllt. — Parenchym spärlich paratracheal, häufiger diffus, in Längsschnitten vertikale Reihen bildend, viele Kristallfaserzellen in Kontakt mit Markstrahlspindeln. — Holzstrahlen 5—12 je mm, einreihig oder 4—6 Zellen breit, homogen, Höhe einreihiger Strahlen 1—17 Zellen, mehrreihige Strahlen 13—72 Zellen (168—1130 µm). — Libriformfasern im Querschnitt eckig bis rundlich, häufig polygonal, Durchmesser 11—28 µm, Wanddicke ca. 7 µm, unseptiert.

Topographie

Holz zerstreut-porig. Zuwachszonen deutlich, bereits mit dem bloßen Auge sichtbar, Breite aneinandergrenzender Zonen (Schliff q) in mm 4,2 — 2,3 — 2,0 — 3,1 — 1,8 — 1,7 — 2,2 — 0,5 — 0,6, (Schliff q') 1,9 — 2,9 — 3,5 — 3,3 — 2,9 — 2,4 — 3,6 — 2,9 — 0,4 — 1,1, Mittelwert 2,28 mm; Zuwachsgrenzen in Form dünner, schwarzer Linien aus 2—3 Lagen teils englumiger, mit dunklen In-

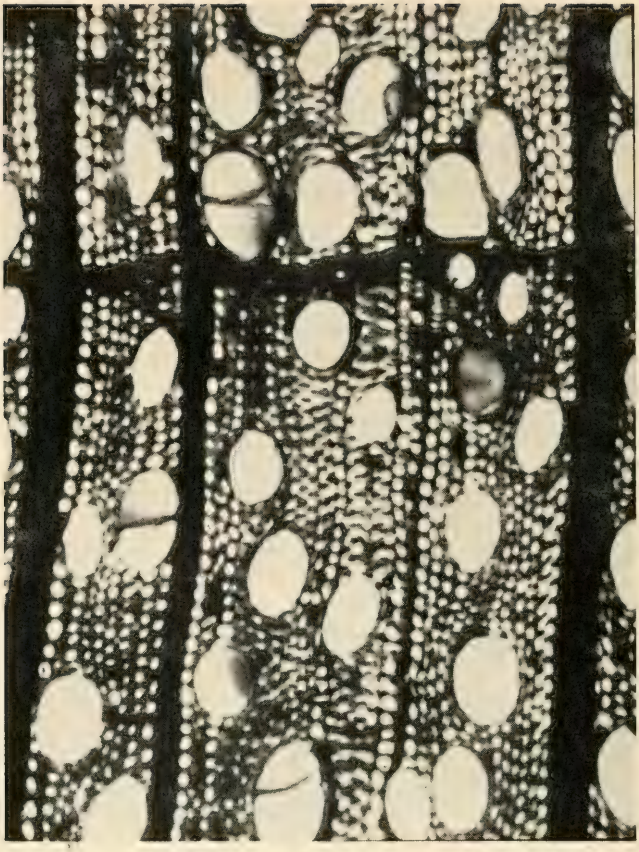


Abb. 1: Querschliff im Bereich einer Zuwachszone. 1974 I 111; ×80

haltsstoffen gefüllter Faser- und Parenchymzellen, Zuwachsgrenzen am Querschliffbild auffallend. — Gefäße gleichmäßig über den Querschnitt verteilt, nur stellenweise eine geringe Häufung von etwas größeren Gefäßen im Frühholz bemerkbar, 32—55 Gefäße je mm², Mittelwert 44 (20 Messungen); von 640 überprüften Gefäßen liegen 528 einzeln (82,5 %), 66 paarweise (10,3 %), 30 sind dreiporig (3,6 %), vierporige radiale Gefäße (0,78 %), radiale Gruppen aus 5 bis 6 Gefäßen je 0,15 %, Tendenz zu tangentialer Gruppierung zeigen etwa 1,4 %; Gefäße mit auffallender Spiralverdickung; häufig von Libriform umgeben oder einseitig an Markstrahlen (Holzstrahlen) grenzend, spärlich von paratrachealem Parenchym begleitet; vielfach bilden Zonarquarze den Gefäßinhalt; etwa ein Drittel aller Gefäßlumina mit braunroten, gelben oder dunklen Inhaltstoffen versehen. — Libriform die Grundmasse des Holzes bildend, 1—15, meist 4—11 Fasern zwischen zwei Markstrahlen tangential nebeneinander liegend, im Querschnitt Tendenz zu radialen Reihen, mäßig dickwandig, unseptiert. Holzparenchym spärlich paratracheal, im Bereich der Zuwachsgrenze scheinbar gehäuft als terminales Parenchym,

daneben in der Grundmasse des Holzes diffus vorhanden, im Querschliffbild schwer erkennbar; als aggregat-diffuses Parenchym mit 2—3 tangential nebeneinanderliegende Zellreihen an den Längsschliffen auffallend in Erscheinung tretend; ein charakteristisches Merkmal sind die vielen Kristallzellfasern, häufig Markstrahlspindeln tangierend oder frei im Holz in den Längsschnitten vertikale Reihen bildend; jeweils ein einziger, rhombisch geformter Kristall je Zelle, 8—36 kristallführende Zellen vertikal aneinandergereiht, Kristallzellfasern einzeln oder 2—3 gruppiert. — Holzstrahlen auffallend an Quer- und Längsschliffen, 5—12, meist 7—8 je mm tangentialer Erstreckung (30 Messungen), in 2 Arten ausgebildet als einreihige, niedrige und als relativ hohe, 4—6 Zellen breite Strahlen; einreihige Strahlen 1—17 Zellen hoch (28—260 µm), z. B. Zellhöhe 2 (50 µm), 3 (47 µm), 4 (78 µm), 7 (89 µm), 8 (118 µm), 11 (171 µm), 17 (214—260 µm); die 4—6 Zellen (32—71 µm) breiten Strahlen sind 13—72 Zellen (168—1130 µm) hoch und bilden in der Regel etwas ungleichmäßig geformte Spindeln, teils tailliert, teils mit einseitig auftretenden Einkerbungen (Tangentialbild); homogen, kaum vergrößerte Kantenzellen erkennbar, ausnahmsweise einreihige Fortsätze an vertikalen Spindelenden, z. B. 10 Zellen; Markstrahlzellen mit dunklen Inhaltsstoffen erfüllt, vorwiegend nur liegende Zellen.

Holzelemente

Gefäße im Querschnitt elliptisch, radial gestreckt, teils innerhalb der ovalen Gesamtform etwas eckige Konturen; Einzelgefäße tangential 28—114 (Mittelwert 67,9 µm, 20 Messungen), radial 53—132 (Mittelwert 96,4 µm, 20 Messungen), Zwillingsgefäße wenig tailliert, tangential zu radial, z. B. 64:114 µm, 96:157 µm; dreigliedrige Porenstrahlen z. B. 106:212 µm, viergliedriger Strahl 93:253 µm, sechsgliedriger Porenstrahl 93:305 µm lang; Länge der Gefäßglieder 93—372 (Mittelwert 203 µm, 30 Messungen); Durchbrechungen ausschließlich einfach, Querwände waagrecht bis schwach schräg geneigt, braungelbe Inhaltsstoffe vielfach im Bereich der Querwände; viele Gefäße mit auffallender Spiralverdickung, Spiralen zahlreich und zart, Abstände der Spiralen 2,5—3,5 µm; Thyllen scheinbar nicht vorhanden; intervasculäre Tüpfelung vielfach gut erhalten, Hoftüpfel rundlich bis unregelmäßig eckig oder falls dicht stehend bienenwabenförmig abgeplattet (hexagonal); Durchmesser dicht stehender, sich jedoch nicht berührender Tüpfel ca. 7 µm, Pori spaltförmig, waagrecht orientiert, ca. 3 µm lang, Abstände der alternierend oder subalternierend gestellten Tüpfel 3—5 µm, ca. 8—9 Hoftüpfel bedecken in horizontaler (tangentialer) Richtung eine 71—89 µm breite Gefäßwand; Tüpfelung gegenüber Parenchymzellen scheinbar mit einseitigen, rundlichen Tüpfeln, nicht so zahlreich wie intervaskuläre Tüpfel, Tüpfelstrukturen gegenüber den Markstrahlzellen nicht einwandfrei feststellbar. Libriformfasern im Querschnitt eckig bis rundlich, häufig 5—6eckig, teils quadratische Formen, Durchmesser (11) — 18—28 µm, Wanddicke ca. 7 µm, unseptiert, radiale Wände anscheinend mit Tüpfeln. Holzparenchymzellen in Längsschnitten zylindrische, oft etwas bauchige Formen, tangential 21—35 µm, vertikal 21—50 µm (Mittelwert 34 µm, 20 Messungen), kristallführende Zellen von ähnlichen Abmessungen, z. B. vertikal 51 µm, tangential 35 µm, rhombischer Kristall ca. 26 µm Seitenlänge. Holzstrahlzellen liegend, einreihige vertikal 11—18 µm, mehrreihige Markstrahlen, vertikal 11—17 µm, Länge radial 53—71 µm, Wände senkrecht oder schräg gestellt, gemeinsame Wand ca. 7 µm.

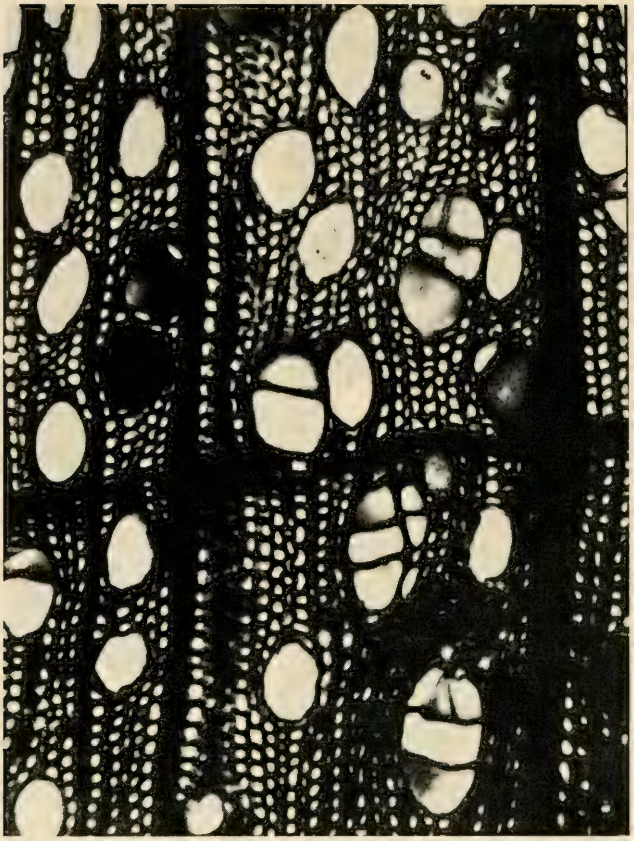


Abb. 2: Querschliff im Bereich einer Zuwachszone mit teils tangentialer Gefäßgruppierung. 1974 I 111; ×80

b) Bestimmung und Diskussion

Das vorliegende Kieselholz zeigt folgende charakteristische Merkmale:

— Zuwachszonen vorhanden, Zuwachsgrenzen in Form dünner, schwarzer Linien, Terminalparenchym (?)

— Gefäße gleichmäßig verteilt, 32—55 je mm², 82,5 % einzeln, 10,3 % paarweise, ansonsten 3—6porige radiale Gruppen, kleinporig, 28—114 µm, Perforationen einfach, dichtstehende intervasculäre Hoftüpfel, Durchmesser 7 µm, Pori waagrecht, Gefäße mit zarter, engstehender Spiralverdickung, gelbe Inhaltsstoffe

— Parenchym spärlich paratracheal, diffus apotracheal und terminale Häufung, unregelmäßig verteilte Kristallzellfasern, letztere auffallend oft in Berührung mit Markstrahlspindeln, je ein rhombischer Kristall pro Parenchymzelle

— Markstrahlen einreihig oder 3—6 Zellen breit, meist 7—8 je mm, einreihige 1—17 Zellen hoch, mehrreihige 13—72 Zellen hoch, teils tailliert, dunkelbraune Inhaltsstoffe

— Libriform unseptiert, radiale Wände mit Tüpfeln, mäßig dickwandig.

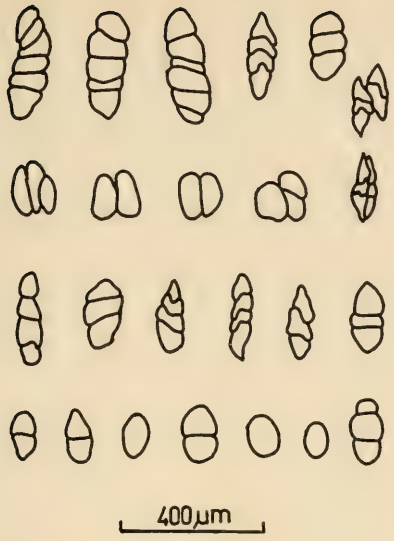


Abb. 3: Querschnittsform häufig vorkommender Gefäßstrukturen. 1974 I 111.

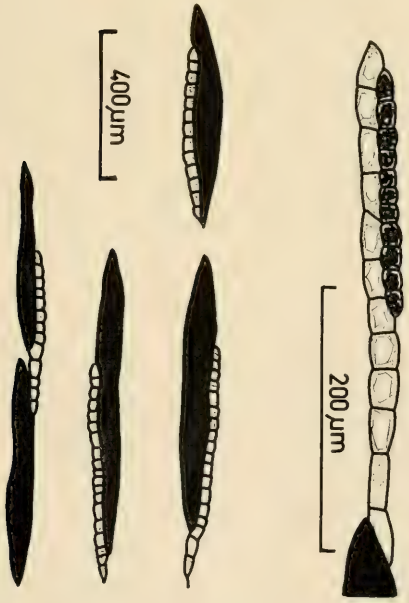


Abb. 4: Tangentialbild der Holzstrahlspindeln mit Kristallfaserzellen. 1974 I 111.

Tab. 1: Vergleich holzanatomischer Merkmale zwischen *Zanthoxylum Rhetsa* DC. (Pearson & Brown 1932, S. 194—195) und *Fagaroxylon bavaricum* n. sp., Fundort Türkenbach

	Zanthoxylum Rhetsa DC. Heimat Indien	Stammstück vom Türkenbach 1974 I 111
Zuwachszonen	vorhanden Terminalparenchym 1—2reihig	vorhanden Terminalparenchym (?) 1—2reihig
Gefäße		
Anzahl je mm²	20—50	32—55
Gruppierung	einzeln, radiale Reihen 2—7	einzeln, radiale Reihen 2—6, Porengruppen
tangentialer Durchmesser	maximal 150 µm	28—114 µm
Spiralverdickung	—	vorhanden
Durchbrechungen	einfach	einfach
gelbe Inhaltsstoffe	häufig	häufig
Tüpfeldurchmesser	3—5 µm	ca. 7 µm
Libriform		
Durchmesser	28—36 µm	11—28 µm
Wanddicke	—	ca. 7 µm
Parenchym		
terminal	1—2—(3)reihig	1—2reihig
metatracheal	häufig, Durchmesser 48—52 µ	häufig, Durchmesser 55—51 µm
Kristallfasern		
Vorkommen	häufig, 2—3reihig	häufig, 2—3reihig
Anordnung	vielfach in Berührung mit Holzstrahlen	vielfach in Berührung mit Holzstrahlen
Holzstrahlen		
Häufigkeit	3—7 je mm	5—12 je mm
Aufbau	homogen	homogen
Breite	1—3 Zellen	1 und 4—6 Zellen

Vergleich mit rezenten Hölzern

Durch die Merkmalskombination charakterisiert, führt die Bestimmung zur Familie der Rutaceae (Boureau 1957, III; Brazier & Franklin 1961, S. 74—75; Kramer 1974, II, S. 62; Metcalfe & Chalk 1965, I, S. 310—313; Moll & Janasonius 1908, II, S. 14—72; Pearson & Brown 1932, I, S. 190—212; Record & Hess 1940, S. 1—28).

Am Institut für Holzforschung und Holztechnik der Universität München standen etwa 30 Rutaceen-Arten für einen Vergleich mit dem Fossilrest zur Verfügung. Es sind dies:

Euxylophora paraensis (Brasilien), *Evodia aromatica* (Java), *Fagara angolensis* (Elfenbeinküste), *F. Daoyi* (Pretoria), *F. coco, F. Heitzii* (West-Afrika), *F. hiemalis, F. macrophylla, F. rhoifolia* (Brasilien), *F. xanthoxyloides, Fagaropsis angolensis,*

Flindersia Braylayana (Australien), *Fl. Schottiana* (Australien), *Halfordia scleroxyla* (Australien), *Hellietta cuspidata, H. parvifolia, Limonia Warnekei, Murraya calycoxylon, Phellodendron Larallei* (Japan), *Ph. sacchaliense* (Japan), *Toddalia aculeata, Teclea simplicifoli* (Ost-Afrika), *Vepris lanceolata* (Süd-Afrika), *Zanthoxylum clava* Herculis, *Z. fagara* (Florida), *Z. flavum* (Mittelamerika), *Z. quinduense* (Venezuela) und *Z. tachirense* (Venezuela).

Diese rezenten Formen zeigen in entscheidenden Merkmalen gegenüber dem fossilen Holz Abweichungen, die einen Vergleich nicht gestatten.

Eine mit dem Fossil in fast allen diagnostisch wichtigen Merkmalen übereinstimmende Rutaceen-Art konnte in der Literatur gefunden werden. Unter den Abbildungen und holzanatomischen Beschreibungen indisch-ostasiatischer *Zanthoxylum*-Formen besteht größte Übereinstimmung mit *Zanthoxylum Rhetsa,* Dc., Synonym *Fagara Rhetsa* Roxb. (Pearson & Brown 1932, I, S. 192—197). In Tab. 1 sind die holzanatomischen Merkmale vergleichend gegenübergestellt.

Vergleich mit fossilen Hölzern

Unter den Hölzern der Niederländischen Braunkohlenformation, Braunkohlengrube „Anna" zu Haanrade, Niederländisch Limburg, beschreibt van der Burgh (1964, S. 279—282, Taf. 10, Fig. 1—7) ein Rutaceen-Holz, dessen holzanatomische Merkmale größtenteils auch beim Fossilrest vom Türkenbach erkennbar sind.

Obwohl die etwas knappe Beschreibung von *Fagaroxylon limburgense* van der Burgh 1964 relativ wenige Meßergebnisse aufweist, gestatten es die Zeichnungen in ausreichendem Umfang den vorliegenden Fossilrest mit dem Braunkohlenholz zu vergleichen.

Eine besonders auffallende Übereinstimmung betrifft die Kristallfaserzellen. Hierzu bemerkt van der Burgh (1964, S. 281): „An den Markstrahlen und zerstreut stehen viele Kristallfaserzellen, jede Zelle enthält einen einzigen Kristall." Dieses in Taf. 10, Fig. 4 von van der Burgh mit einer Zeichnung belegte Merkmal ist beim vorliegenden Kieselholz vom Türkenbach in großer Häufigkeit nachweisbar (Abb. 4, Taf. 13, Fig. 2—4). Eine Besonderheit des vorliegenden Fossilrestes ist die Spiralverdickung der Gefäße (Taf. 12, Fig. 3—4), ein Merkmal dem in Verbindung mit weiteren Merkmalen diagnostische Bedeutung zukommt. Die Anordnung und Verteilung der Gefäße im Querschnittsbild zwischen dem Braunkohlenholz (Taf. 10, Fig. 1) und dem vorliegenden Fossilrest (Taf. 12, Fig. 1), zeigt erhebliche Unterschiede, die eine eventuell standortbedingte Variabilität überschreiten. Tangentiale Gefäßgruppierungen („clusters"), wie die Abb. 1 und 3 belegen, fehlen dem Holz aus der Niederländischen Braunkohlenformation gänzlich. Zieht man noch in Betracht, daß die Holzstrahlen des zu bestimmenden Kieselholzes sich in Breite und Höhe von jenen des Braunkohlenholzes unterscheiden, so ist eine holzanatomisch begründete Abgrenzung berechtigt. Das Kieselholz vom Türkenbach wird *Fagaroxylon bavaricum* n. sp. benannt.

3. Geographische Verbreitung der Rutaceen

Nach Engler (1964, II, S. 263) gehören zu den Rutaceen 150 Gattungen mit 1600 Arten. Die Familie ist in den wärmeren Ländern aller Erdteile verbreitet, besonders zahlreich in Süd-Afrika und Australien. Vorwiegend sind es Bäume und Sträucher, auch Kletterformen, daneben Kräuter mit lysigenen Öldrüsen.

Die Stammdurchmesser der Bäume sind meist gering (Scheiber 1965, S. 83). Die dekorativen Hölzer sind häufig gelb getönt, reich an ätherischen Ölen und Harzen und in tropischen und subtropischen Gebieten verbreitet. Als Beispiele seien das West- bzw. Ostindische Satinholz, *Zanthoxylum flavum* Vahl bzw. *Chloroxylon swietenia* Dc. genannt.

Zur Unterfamilie Rutoideae, Tribus *Zanthoxyleae*, gehören neben anderen Gattungen *Zanthoxylum (Xanthoxylum)* und *Fagara*. Während *Zanthoxylum* 15 Arten umfaßt, werden der pantropischen Gattung *Fagara* 200 Arten zugeordnet. Die Samen von *Zanthoxylum simulans* und *Z. piperitum* werden unter der Bezeichnung „Japanischer Pfeffer" als Gewürz verwendet.

Der verkieselte Stammrest vom Türkenbach zeigt holzanatomische Merkmale, die den rezenten Formen *Zanthoxylum Rhetsa* und *Z. Budrunga* entsprechen. Diese Rutaceen sind in der Gegenwart in Assam, Burma, Süd-Indien und auf den Andamanen verbreitet.

Literatur

Boureau, E.: Anatomie végétale, III. — Paris 1957.

Brazier, J. D. & G. L. Franklin: Identification of Hardwoods. — London 1961.

Burgh, van der, J.: Hölzer aus der Niederländischen Braunkohlenformation. I. Hölzer der Braunkohlengrube „Anna" zu Haanrade (Niederländisch Limburg). — Acta Botanica Neerlandica **13**, 250—301, Utrecht 1964.

Engler, A.: Syllabus der Pflanzenfamilien, II. — Berlin-Nikolassee 1964.

Kramer, K.: Die tertiären Hölzer Südost-Asiens (unter Ausschluß der Dipterocarpaceae) 2. Teil. — Palaeontographica, B. **145**, 1—150, Stuttgart 1974.

Metcalfe, C. R. & L. Chalk: Anatomy of the Dicotyledons. — Oxford 1965.

Moll, J. W. & H. H. Janssonius: Mikrographie des Holzes der auf Java vorkommenden Baumarten, II. — Leiden 1908.

Pearson, R. S. & H. P. Brown: Commercial Timbers of India, I. — Calcutta 1932.

Record, S. J. & R. W. Hess: American Woods of the Family Rutaceae. — Tropical Woods, **64**, 1—28, Yale University, 1942.

Scheiber, Chr.: Tropenhölzer. — Leipzig 1965.

Tafelerklärungen

Tafel 12
Fagaroxylon bavaricum n. sp.

Fig. 1: Querschliff im Bereich von 2 Zuwachszonen mit zerstreutporiger Gefäßverteilung. 1974 I 111; ×27

Fig. 2: Radialschliff mit unseptiertem Libriform, liegenden Holzstrahlenzellen und vertikalen Parenchymzellreihen. 1974 I 111; ×110

Fig. 3: Gefäß mit einfacher Durchbrechung und Spiralverdickung. 1974 I 111; ×118

Fig. 4: Gefäß mit Spiralverdickung und Holztüpfeln. 1974 I 111; ×160

Tafel 13
Fagaroxylon bavaricum n. sp.

Fig. 1: Tangentialschliff mit ein- und mehrreihigen Holzstrahlen. 1974 I 111; ×80
Fig. 2: Holzstrahlspindel mit benachbarter Parenchymzellreihe. 1974 I 111; ×130
Fig. 3: Holzstrahlspindel mit benachbarten Parenchymzellen und Kristallrestformen. 1974 I 111; ×130
Fig. 4: Radialschliff mit vertikalen Kristallzellreihen, daneben Gefäß mit einfacher Durchbrechung und dunklen Inhaltsstoffen. 1974 I 111; ×120

Die Nummern der Fossilreste beziehen sich auf das Inventar der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Zeichnungen und Fotografien: A. Selmeier.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 169—177 München, 15. 9. 1975

Schichtenfolge und Flora des Messinien in Nord-Korfu (Griechenland)

Von Karl O. Heimann, Walter Jung & Karl Braune[1])

Mit 2 Abbildungen und Tafel 14

Zusammenfassung

Drei koordinierbare Teilprofile im nordwestlichen Neogenbecken Korfus geben einen Überblick über die Schichtenfolge des Messinien, das sieben evaporitische Zyklen aufweist. Die Ausbildung der Zyklen legt Flachwasserfazies nahe. Gegen Ende des Messinien bzw. zu Beginn des Unteren Pliozäns dokumentieren Sande und Strandkonglomerate die Zunahme detritischer terrigener Schüttungen, die die Senkungsrate des Beckens vorübergehend ausgleichen. Das Pliozän ist bei anhaltender Absenkung durch eine Wechsellagerung von Mergeln und Sanden vertreten. An der Basis evaporitischer Zyklen gefundene guterhaltene Blattreste erlauben die Rekonstruktion einer Gehölzflora ähnlich der „Prämacchie" (Palamarev, 1967) und der pflanzengeographischen Gruppe, die von Andreanszky (1963) als „jungtertiäres Trockenelement" bezeichnet wurde. Die Vertreter feuchterer Biotope können in flußbegleitenden Galeriewäldern gelebt haben. Die mit einem Maximum von 1000 mm pro Jahr anzusetzende Niederschlagsmenge muß periodisch und zwar wie heute außerhalb der Vegetationszeit gefallen sein.

Abstract

A composite section, yielding seven evaporitic cycles, gives a survey about the Messinian formation in the northwestern Neogene basin of Corfu. The sequences encountered represent near-shore and shelf-facies. Towards the end of the Messinian the depositional rate seems to egalize subsidence of the basin — as documented by a sandy facies comprising lenticular conglomeratic bodies and thick littoral conglomerates. Pliocene deposits consist of marls interbedded with calcarenites. Well preserved remains of fossil plants recovered from this section permit the reconstruction of a biotope similar to the "Praemacchie" (Palamarev, 1967) and the group of geographical distribution, called "jungtertiäres Trockenelement" (Andreansz-

[1]) Dipl.-Geol. K. O. Heimann, Dr. K. Braune, Lehrstuhl für Geologie, Abt. Sedimentforschung und Meeresgeologie, Technische Universität, 8 München 2, Arcisstraße 21. Prof. Dr. W. Jung, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

ky, 1963). Those plants demanding a more humid biotope are attributed to strips of riparian vegetation. Precipitation, 1000 mm p. y. at a maximum, occurred periodically, following the vegetation period.

Résumé

Les couches messiniennes du bassin néogène septentrional de l'île de Corfu sont représentées par des dépôts attribués aux facies néritique et littoral : marnes, sables et sept cycles évaporitiques. Des sables pluridécimétriques à métriques et deux conglomérats littoraux démontrent une érosion très forte des formations de l'hinterland (Trias au Miocène Moyen), qui résulte à égaliser la subsidence du bassin. Ce terrain reprend sa fonction de bassin pendant le Pliocène. Une flore terrestre a été trouvée à la base de différents cycles évaporitiques. Généra et spéciès correspondant à "jungtertiäres Trockenelement" (Andreanszky, 1963) suggèrent un biotope comparable à la "Praemacchie" (Palamarev, 1967). Le caractère typiquement méditerranéen de cette flore ne demande plus qu'un maximum de 1000 mm de pluie p. a. tombée hors de la période de végétation.

Inhalt

1. Einleitung 170
2. Evaporitische Zyklen 171
3. Kurzbeschreibung der Schichtenfolge 171
4. Folgerungen 174
5. Die Flora 174
Angeführte Schriften 176

1. Einleitung

Geologische großräumige Kartierungen neueren Datums auf Korfu wurden vom Institut Français du Petrol in den Jahren 1960—63 durchgeführt. Während unsere bisherigen Arbeiten vor allem die Inseln Zakynthos und Kephallinia betreffen (Braune et al. 1972, 1973), wird hier in Zusammenhang mit der Frage der Evaporite des Messinien die Schichtenfolge im nordwestlichen Neogenbecken der Insel Korfu behandelt.

Die vorliegende Arbeit wurde durch finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Geodynamik des mediterranen Raumes" ermöglicht.

Wir danken an dieser Stelle den Herrn A. Emschermann, Priv. Doz. Dr. F. Fabricius, W. Kretzler, Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé und Dr. W. Sigl für ihre Mithilfe im Gelände und anregende Diskussionen bei der Auswertung der Daten, sowie auch Frau Dr. C. Müller (z. Z. Melbourne/Australien), die das Nannoplankton von Stichproben aus den Profilen bestimmte.

2. Evaporitische Zyklen

Nach im südwestlichen Neogenbecken Siziliens gemachten Beobachtungen (Heimann & Mascle, 1974) entwickelt sich ein evaporitischer Zyklus aus Rhythmiten, einer Wechsellagerung — im mm- bis dm-Bereich — von Sanden („s"), Mergeln („m") und Diatomiten, die auf Sizilien (Mottura, 1871) und in Algerien (Perrodon 1957) mit „Tripoli" („t") bezeichnet werden. Auf eine Wiederholung solcher smt-Sequenzen kann in Sizilien „Calcare di base" (Ogniben, 1957) folgen, ein grobbankiger bis feinschichtiger schwefelführender Kalkstein. Der Begriff „Calcare di base" wird hier in seiner lithologisch-sedimentologischen, nicht in seiner stratigraphischen Bedeutung benutzt (Heimann & Mascle, 1974). Nach unseren Beobachtungen auf Zakynthos können dolomithaltige Kalkmergel mit Schwefelfilmen auf den Schichtflächen Vertreter dieser Facies sein.

Darüber folgt zur Komplettierung eines evaporitischen Zyklus „Balatino" (feinschichtiger Gips mit z. T. mikroskopisch dünnen Kalkmergelzwischenlagen) und Selenit, z. T. in „Cavoli"-Strukturen. Da die Abscheidung dieser „Primär"-Gipse in Abhängigkeit von Wassertiefe, Strömungsgeschwindigkeit und Konzentrationsgeschwindigkeit zu sehen ist, braucht der Selenit als Kristallisationsform nicht erreicht zu werden. Bereits Balatino, der sich aus Rhythmiten entwickelt, zeigt nach unserer Ansicht zyklische Evaporation an.

3. Kurzbeschreibung der Schichtenfolge

Die Rekonstruktion der Gesteinsfolge basiert auf 3 Teilprofilen, die in den Jahren 1973 und 1974 aufgenommen wurden:

(a) Paghi (beim Dorfe gleichen Namens; 120 Profilmeter)
(b) Kavadades (1,5 km westlich des Dorfes gleichen Namens am Wege nach Afionas; 47 Profilmeter)
(c) Arilla (nördlich des Dorfes gleichen Namens am Strand, einschließlich des Kaps Agios Stephanos (bzw. Kap Kephali); 60 Profilmeter).

Gipse:

Sieben Evaporithorizonte wurden beobachtet. Dabei ist unklar, ob der hangendste Gipshorizont bei Kavadades (Abb. 2, 3. Profilsäule) dem bei Profilmeter 107 oder dem oberhalb Profilmeter 120 gleichzusetzen ist. Da laterales Ausdünnen des geringmächtigen Horizontes oberhalb Profilmeter 120 zumindest in Erwägung zu ziehen ist, erfolgte eine Gleichsetzung mit dem bei Profilmeter 107 nach subjektiven Gesichtspunkten.

Alle Gipshorizonte beinhalten die für einen Zyklus typischen Merkmale (s. o.): smt-Sequenzen an der Basis — komplett oder zuweilen reduziert auf s-m, bzw. m-t oder s-t —, Gipsmergel als graduellen Übergang zum echten Balatino, sowie diesen selbst. Das Fehlen von Seleniten als Abschluß einer „Großsequenz" (séquence majeure, Heimann & Mascle, 1974) in einigen Zyklen wird auf die Bildungsbedingungen zurückgeführt. Gewachsener Selenit ist lediglich in den Zyklen bei Profilmeter 60 (s. Abb. 2) und bei Profilmeter 120 (Abb. 2, 3. Profilsäule) als „cavoli"-Strukturen zu beobachten.

Zerbrochene Selenite, Balatino-Bruchstücke und gerundete Gipsgerölle sind als

Abb. 1: Lage der Obermiozän-Aufschlüsse in Nord-Korfu.

detritischer Anteil in einigen Zyklen vertreten. Diese Anteile müssen nicht unbedingt als Erosionsprodukte älterer Evaporitzyklen angesehen werden. Da wir ein geringtiefes Bildungsmilieu annehmen müssen, hat zwangsläufig eine unter Wasserbedeckung einsetzende Erosion Teile der Gipsrasen erfaßt. Ihre Aufarbeitungsprodukte dürften oft unweit ihrer Bildungsstätte noch im selben Zyklus wieder zur Ablagerung gekommen sein.

Das Phänomen der Gattungs- und Artenverarmung bei parallellaufendem Zwergwuchs der Foraminiferen der Basis eines evaporitischen Zyklus zu, wird auch in diesem Profil deutlich. Die liegenden 5,0 Meter des Gipshorizontes im Teilprofil Kavadades z. B. (Abb. 2, 3. Profilsäule) sind fossilleer. Diese Aussage erstreckt sich auch auf das Nannoplankton.

M e r g e l :

Sie bilden den Großteil der am Aufbau der Schichtenfolge beteiligten Gesteine. Es handelt sich um blaugraue bis graugrüne Mergel und sandige Mergel, die sich weder in ihrem Aussehen noch in ihrer karbonatmineralogischen Zusammensetzung (s. Abb. 2) von ihren Equivalenten auf den Inseln Zakynthos und Kephallinia (Braune & Heimann 1973; Braune, Fabricius & Heimann 1973) unterscheiden.

S a n d e :

Es handelt sich um Kalkarenite mit wechselnder Quarz- und Feldspatführung. Eine allgemeine Zunahme von Quarz- und Feldspatgehalten ist ab Profilmeter 175 zu verzeichnen.

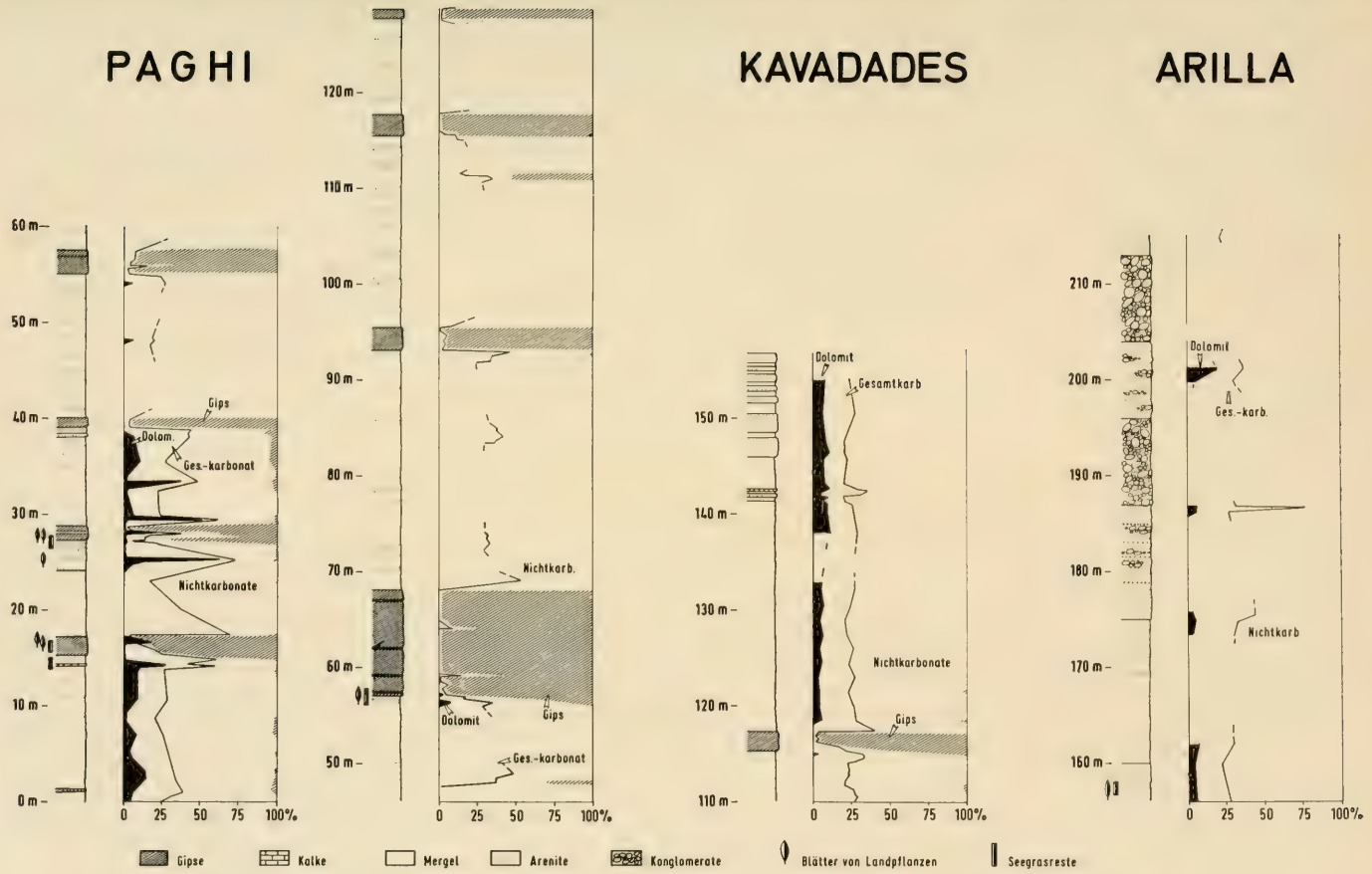


Abb. 2: Die Schichtenfolge des Messinien in Nord-Korfu: die Teilprofile Paghi, Kavadades, Arilla.

Konglomerate:

Zwischen Profilmeter 0 und 120 sind Konglomerate lediglich als Einschaltungen in den Gipszyklen zu beobachten. Sie weisen Gipsgehalte von 85 bis fast 100 % auf; den Rest bilden Mergel- und untergeordnet Kalkgerölle. Ab Profilmeter 175 tauchen Konglomeratlinsen auf. Wie auch die beiden durch eine 8,0 bis maximal 12,0 Meter mächtige sandige Zwischenlage getrennten Konglomeratbänke um Profilmeter 190 und 210, bestehen sie fast ausschließlich aus Kalk-, Hornstein- und Mergelgeröllen. Sie lassen sich unschwer als Erosionsprodukte der im Hinterland anstehenden Gesteine obertriadischen bis mittelmiozänen Alters erkennen. Diese Konglomerate des späten Messinien bis frühen Pliozäns sind Strand- bis strandnahe Bildungen.

4. Folgerungen

Die sedimentologisch-lithologische Ausbildung der Schichtenfolge legt Flachwasser- bis Strandmilieu nahe. Die evaporitischen Zyklen bildeten sich während einer Zeit tektonischer Ruhe bei relativ geringer Zufuhr von Feinklastika. Gegen Ende des Messinien dagegen ist eine deutliche Zunahme terrigener Schüttungen zu verzeichnen. Die Schüttungsmengen erreichen schließlich die Senkungsrate des Sedimentationsraumes, so daß es an der Grenze zum Unteren Pliozän zur Ausbildung von Strandkonglomeraten kommt. Dies erklärt das Fehlen der unterpliozänen „Trubi"-Formation, eines weißen Flachwasserkalkes, der in Mittel-Korfu und auf den südlicheren Inseln Kephallinia und Zakynothos gut ausgebildet ist (Braune, Fabricius & Heimann 1973). Die fortdauernde Absenkung des Beckens während des Pliozäns wird durch eine Wechsellagerung von Mergeln und Sanden dokumentiert, die an der Nordwestküste zwischen Kap Kephali und dem Städtchen Sidari anstehen.

5. Die Flora

Die Schichtenfolge bei Paghi beinhaltet konzentrierte Vorkommen von Landpflanzen- und Seegras-Resten zwischen Profilmeter 10 und 20, 20 und 30 sowie unterhalb Profilmeter 60.

Da aus dem südlichen Teil der Balkanhalbinsel Funde fossiler Pflanzen nicht gerade zahlreich bekannt geworden sind, verdienen diese Reste schon deshalb Beachtung. Abgesehen von gänzlich unbestimmbarem Pflanzenhäcksel und ebensowenig anzusprechenden Zweig- und Holzstückchen besteht das Material aus ungefähr 150 Blattresten. Wiederum nur die Hälfte davon läßt eine Gattungs- oder Artenbestimmung zu. Bei den übrigen fehlt Blattbasis oder -spitze, sind häufig auch Aderung und Randpartie zu schlecht erhalten. Eine gewisse Beanspruchung durch Transport im Wasser ist somit allgemein. Wegen der Tatsache, daß überhaupt Blätter erhalten sind — in einigen Fällen sogar in größerer Vollständigkeit — wird man aber den Lebensraum der Pflanzen in der Nähe zu suchen haben.

Da nur die Hälfte aller gefundenen Blattformen determinabel waren, traten bei der Bearbeitung weniger taxonomische als vielmehr ökologische und pflanzengeographische Überlegungen in den Vordergrund.

Es fällt zunächst die Zusammensetzung (vergl. Tafel 14) der Flora auf: kleine, ganzrandige Blätter — einige davon geben sich als Fiederblättchen zu erkennen — überwiegen; gezähnte, gekerbte oder gebuchtete Blattformen sind viel seltener; auffallend ist der hohe Anteil an Nadelblättern (meist Koniferennadeln). Dabei muß jedoch die sicherlich größere Widerstandsfähigkeit von Nadeln gegenüber den zerstörenden Transportkräften in Rechnung gestellt werden. Das Zahlenverhältnis für die drei genannten morphologischen Typen lautet 68:14:71. Somit bekunden die gefundenen Blattreste eindeutig eine xerotherme Vegetation. Die Bestimmung der Fossilien bestätigt bei aller Vorsicht diese Annahme:

Taxodium dubium (Stbg.) Heer
Abies sp.
Pinus sp.
Tsuga europaea Menzel
Cupressus cf. *sempervirens* L.[2])
Libocedrites salicornioides (Ung.) Endl
Salix cf. *viminalis* L.
Ostrya cf. *carpinifolia* Scop.
Quercus cf. *ilex* L.
Persea cf. *indica* (L.) Spreng.
Benzoin antiquum Heer
Berberis sp.
Platanus cf. *orientalis* L.
Phellodendron cf. *amurense* Rupt.
Pistacia cf. *lentiscus* L.
Acer cf. *tataricus* L.
Paliurus cf. *spina-christi* Mill.
Lonicera sp.

Aus der obigen Liste ist ersichtlich, daß ein Teil der bestimmbaren Reste mit Arten, respektive Gattungen, in Verbindung gebracht werden kann, die heute noch den Mittelmeerraum besiedeln *(Cupressus sempervirens, Quercus ilex, Pistacia lentiscus, Paliurus spina-christi* u. a.). Andere, wie *Taxodium dubium* und *Libocedrites salicornioides,* gehören zu den verbreitetsten Pflanzen des europäischen Neogens; mit Einschränkung gilt das auch für die Gattungen *Persea, Phellodendron* und *Platanus.*

Die Ähnlichkeit mit der heutigen mediterranen Gehölzflora führt von selbst zu bestimmten vegetationskundlichen und klimatischen Schlüssen. So wird man mit Palamarev (1967) für das Liefergebiet das Bestehen einer „Prämacchie" annehmen müssen, die sich gegenüber der gegenwärtigen Mittelmeervegetation durch das Vorhandensein inzwischen gänzlich ausgestorbener oder heute asiatisch bzw. nordamerikanisch verbreiteter Sippen auszeichnete. Es ist dies die pflanzengeographische Gruppe, die Andreanszky (1963) „jungtertiäres Trockenelement" nennt und bei Greuter (1970) den Hauptbestandteil seines „eumesogäischen Elements" ausmacht. Unsere fossile Flora legt nahe, daß Palamarev auch Recht hat (loc. cit. S. 169 ff.), wenn er meint, daß damals im oberen Miozän die eumediterranen Pflanzen des *Quercus-ilex*-Gürtels und die Vertreter des submediterranen *Ostrya*-Buschwaldes noch nicht deutlich voneinander gesondert waren, sondern sich vielfältig durchdran-

[2]) Auf eine Zuordnung zu einer fossilen Art wurde in den meisten Fällen verzichtet, weil der taxonomische Wert vieler nach Abdrücken aufgestellter „Arten" zweifelhaft ist.

gen. Die nachgewiesenen Vertreter feuchter Biotope *(Taxodium, Salix, Platanus)* können in flußbegleitenden „Galeriewäldern" gewachsen sein. Derartige Vorstellungen äußern z. B. auch BERGER (1953) und DOROFEEV (1966). Klimatisch ist aus botanischer Sicht ebenfalls eine Annäherung an heutige mediterrane Verhältnisse anzunehmen. Die Lauraceen und *Taxodium* allein verlangen schon große Sommerwärme. Und der Hartlaubcharakter eines Teils der gefundenen Blätter weist auf Trokkenperioden hin. Mit anderen Worten: die Niederschläge — nach PALAMAREV mit 1000 mm pro Jahr an der oberen Grenze der heutigen Niederschlagsmenge im Mittelmeergebiet — müssen damals ebenfalls periodisch, und zwar wie heute außerhalb der Vegetationszeit, gefallen sein.

Interessant ist in diesem Zusammenhang ferner, daß andere, besser untersuchte Blattfloren des Messinien aus Italien (BERGER 1958) und aus dem nördlichen Teil der Balkanhalbinsel (STEFANOFF & JORDANOFF 1935) ganz ähnliche Zusammensetzung zeigen. So ergänzen die hier mitgeteilten Ergebnisse die jüngst von BENDA (1973, S. 256) veröffentlichte, auf pollenanalytischen Befunden basierende Meinung, daß zur Zeit des Oberen Miozäns auf der Apenninenhalbinsel, auf dem Balkan und im westlichen Kleinasien im großen und ganzen ähnliche Vegetationsverhältnisse geherrscht haben.

Angeführte Schriften

ANDREANSZKY, G.: Das Trockenelement in der jungtertiären Flora Mitteleuropas. — Vegetatio, **11**, 155—172, Den Haag 1963.

BENDA, L.: Late Miocene Sporomorph Assemblages from the Mediterranean and their possible paleoclimatological Implications. — In: Messinian Events in the Mediterranean, 256—259, Amsterdam 1973.

BERGER, W.: Untersuchungen an der obermiozänen (sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana. — Palaeontogr. ital. **51**, 1—96, Pisa 1958.

BERGER, W. & F. ZABUSCH: Die obermiozäne (sarmatische) Flora der Türkenschanze in Wien. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **98**, 226—276, Stuttgart 1966.

BRAUNE, K., F. FABRICIUS & K. O. HEIMANN: Sedimentation and Facies of Late Miocene Strata on Cephalonia (Ionian Islands, Greece). In: Messinian Events in the Mediterranean, Kon. Ned. Akad. v. Wetenschappen, 192—201, Amsterdam 1973.

BRAUNE, K. & K. O. HEIMANN: Miocene Evaporites on the Ionian Islands. — In: Bull. Geol. Soc. Greece, **X**, Nr. 1, 25—30, Athen 1973, sowie in: Rapp. et Proc.-Verb. C. I. E. S. M., **22**, Fasc. 2a, 128—130, Monaco 1973.

BRAUNE, K., K. O. HEIMANN & F. FABRICIUS: Zum Problem der evaporitführenden neogenen Sedimente im mediterranen Raum. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **123**, 555—558, Hannover 1972.

DOROFEEV, P. I.: Flora of *Hipparion* Epoch. — Internat. Geol. Rev., **8**, 1109—1117, Washington 1966.

GREUTER, E.: Zur Paläogeographie und Florengeschichte der südlichen Ägäis. — Feddes Repert., **81**, 233—242, Berlin 1970.

HEIMANN, K. O. & G. H. MASCLE: Les séquences de la série évaporitique messinienne. — C. R. Acad. Sc. Paris, t. 279, Serie D, S. 1987—1990; 1974.

INST. GEOL. RECH. SOUS-SOL, Athen & INST. FRANÇAIS DU PETROL: Étude Géologique de l'Épire. — Éditions Technip, Textband S. 1—306 u. Kartenband, Paris 1966.

MOTTURA, S.: Sulla formazione terziaria nella zona solifera della Sicilia. — Mem. R. Comit. Geol. d'Italia, **I**, 51—140, Firenze 1871.

Ogniben, L.: Petrografia della Serie Solfifera Siciliana e Considerationi Geologiche Relative. — Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **33**, 1—275, Roma 1957.
Palamarev, E.: Xerotherme Elemente in der Tertiärflora Bulgariens und Aspekte zum Problem der Formierung der mediterranen Flora auf der Balkanhalbinsel. — Abh. Zentr. Geol. Inst., **10**, 165—175, Berlin 1967.
Perrodon, A.: Étude Géologique des Bassins Néogènes Sublittoraux de l'Algérie Occidentale. — Serv. Carte Géol. Algérie, Bull. **12**, 1—328, Alger 1957.
Stefanoff, B. & D. Jordanoff: Studies upon the Pliocene Flora of the Plain of Sofia (Bulgaria). — Abh. Bulg. Geol. Ges., **29**, 1—150, Sofia 1935.

Tafelerklärung

Tafel 14

1: *Cupressus sempervirens* L.; 1974 XXI 2; ×5
2: *Berberis* sp.; 1974 XXI 7
3: *Paliurus* cf. *spina-christi* Mill.; 1974 XXI 10
4: *Taxodium dubium* (Stbg.) Heer; 1974 XXI 1
5: *Pistacia* cf. *lentiscus* L.; 1974 XXI 8
6: *Libocedrites salicornioides* (Ung.) Endl.; 1974 XXI 3
7: *Ostrya* cf. *carpinifolia* Scop.; 1974 XXI 4
8: *Acer* sp. *tataricus* L.; 1974 XXI 9
9: *Ostrya* cf. *carpinifolia* Scop.; 1974 XXI 5
10: *Quercus* cf. *ilex* L.; 1974 XXI 6

Alle Stücke aus dem Messinien von Paghi, Nord-Korfu, Griechenland. Vergrößerung, wenn nicht anders angegeben ×1,5. — Die Nummern beziehen sich auf das Inventar der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München.

Manuskript eingegangen am 15. 11. 1974

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 15 | 179—205 | München, 15. 9. 1975

Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb

Von Horst Gall[1])

Mit 4 Abbildungen im Text

Zusammenfassung

Kliffnahe Vorkommen von Schluffsanden der Oberen Meeresmolasse (OMM, Helvet) liegen am Südrand der Schwäbischen Ostalb bis zu 50 m über dem Niveau der Klifflinie; zudem finden sich unzweifelhafte OMM-Zeugen auch nördlich der Klifflinie. Diese, wie auch andere Beobachtungen können nur so gedeutet werden, daß die Klifflinie nicht den Nordrand des Sedimentationsraumes der OMM darstellt. Im Zuge regionaler Absenkung muß die Meeresmolasse vielmehr ein beträchtliches Stück über die Klifflinie hinaus nach Norden in die Kuppenalb transgrediert sein, wo sie mindestens 50 m über dem Niveau der Klifflinie ihre äußerste, reich gebuchtete Senkungsküste erreicht haben dürfte.

Dieser jüngste Meeresvorstoß stellt einen weiteren, bisher nicht erkannten Zyklus der OMM dar, der nicht nur im südlichen Vorries, sondern auch im Molassebecken zu belegen ist. Er folgt dem II. Zyklus nach einer Erosions- und Reliefbildungsphase zunächst mit grobkörnigen Basisbildungen, einem Schill-(Kalk-)sandstein („Oberbechinger Horizont"); nach oben schließt er mit feinkörnigen Ablagerungen, den Schluffsanden und -mergeln, ab. Auch in dieser Faziesabfolge ist der III. Zyklus der OMM den beiden älteren Zyklen als durchaus gleichwertig zu erachten.

Summary

Upper Marine Molasse (Obere Meeresmolasse, OMM, Middle Miocene) mud deposits are to be found on the southern border of the Suebian Eastern Alb. There they are located up to 50 meters above the level of the ancient coastline (Klifflinie). Apart from these, other indisputable evidences of Upper Marine Molasse can be found north of the coastline. These, together with other observations, allow the only interpretation that the coastline does not represent the northern edge of the Upper Marine Molasse sedimentation basin. In course of subsidence of this region the Molasse sea must have extended considerably beyond the coastline and thereby infringed up to the "Kuppenalb" in the north. Its outermost coastal line, full of

[1]) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. Horst Gall, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

creeks and inlets, must have thereby lain at least 50 meters above the level of the cliffs.

This youngest marine transgression represents another, hitherto unrecognized cycle in the Upper Marine Molasse sedimentation. This cycle can be documented not only in the "Vorries" south of the Ries Crater but also in the main Molasse basin in the south. After an erosional and relief sculpturing phase following the II. cycle the transgression took place with coarse grained basal deposits and a coquina(lime)sandstone "Oberbechinger Horizont" deposition. The series closes upwards with fine grained deposits of mud "Schluffsande" and marls. This III. cycle of Upper Marine Molasse corresponds thoroughly with the preceding cycles even in respect of this facies series.

Inhalt

A. Einführung 180
B. Der III. Zyklus der OMM im südlichen Vorries 181
1. OMM-Vorkommen über dem Niveau der Klifflinie des II. Zyklus' 181
2. Beobachtungen an der Klifflinie des II. OMM-Zyklus' 187
3. Zeugen der OMM nördlich der Klifflinie des II. Zyklus' 189
4. Die Herkunft dislozierter OMM-Strandgerölle südlich der Klifflinie 191
5. Die Schichtenfolge des III. Zyklus' der OMM 193
a) Die Basisbildungen des III. OMM-Zyklus' — basaler Schill-(Kalk-)sandstein-Horizont („Oberbechinger Horizont") 195
b) Die hangenden Feinsedimente des III. OMM-Zyklus' — Schluffsande und Schluffmergel 198
C. Beziehungen zum Molassebecken 199
D. Die zyklische Entwicklung der OMM 201
Angeführte Schriften 203

A. Einführung

Nach erdölgeologischen Untersuchungen in der oberschwäbischen Molasse (Lemcke et al. 1953, Volz 1953) lief die Sedimentation der Oberen Meeresmolasse (OMM) im Alpenvorland in zwei Zyklen ab, die beide mit grobkörnigen Basislagen beginnen und oben mit Feinsanden abschließen. Der untere Zyklus blieb auf das tiefere Becken im Süden beschränkt, womit eine „innere Küstenlinie" (nach Roll 1935) in guter Übereinstimmung stehen könnte (Hüttner 1961, 77). Erst der II. Zyklus transgredierte weiter nach Norden über die Albtafel bis zur eigentlichen Klifflinie der OMM.

Die Ablagerungen dieses II. OMM-Zyklus' am Albsüdrand lassen sich nach Hüttner (1958; 1961, 77 f.) mit denen im Beckeninneren auf Grund einer ähnlichen Faziesabfolge parallelisieren: Die groben Basissande und der tiefere Teil der Pfohsande auf der Alb sollen etwa mit dem Baltringer Horizont gleichaltrig sein, der höhere Teil der Pfohsande und die faziell besonders gut vergleichbaren Schluffsande sollen der Feinsandserie (Lemcke et al. 1953, = Deckschichten Kiderlen's 1931) entsprechen.

Nach den bisherigen Vorstellungen sollen die Sedimente der OMM zudem an der Klifflinie ihre nördlichste und höchstgelegene Verbreitung gefunden haben.

Übersichtsbegehungen und Schwerpunktskartierungen zu einer „Geologischen Karte des Nördlinger Rieses und seiner Umgebung 1:50 000" im Raum zwischen Brenztal und Wellheimer Trockental erbrachten nun jedoch das Ergebnis, daß zahlreiche neu entdeckte und bereits bekannte autochthone OMM-Vorkommen in Schluffsand-Fazies hoch über dem Niveau oder sogar nördlich der Klifflinie liegen. Daraus — und aus anderen Beobachtungen und Überlegungen — muß auf einen weiteren, über die Klifflinie hinaus nach Norden bis in die Kuppenalb reichenden Vorstoß des mittelmiozänen Molassemeeres geschlossen werden, der einen III. Transgressionszyklus der OMM repräsentiert.

Da diese Untersuchungsergebnisse von größerer regional-stratigraphischer und -paläogeographischer Bedeutung sind, soll ausführlich über sie berichtet werden.

B. Der III. Zyklus der OMM im südlichen Vorries

1. OMM-Vorkommen über dem Niveau der Klifflinie des II. Zyklus'

Im Bereich des südlichen Vorrieses waren bereits zahlreiche Vorkommen von OMM-Schluffsanden in ungewöhnlich hoher Lage — trotz autochthoner Lagerung — auskartiert worden. Entweder war dies jedoch den Bearbeitern entgangen oder aber es gab Anlaß zu im einzelnen nicht haltbaren Deutungsversuchen (möglicherweise „parautochthon", sandige OSM mit viel selektiv umgelagertem OMM-Material). Eine Lage der OMM-Sedimente über dem Niveau der Klifflinie jedoch konnte erst nach Klärung des Höhenverlaufes der Klifflinie und der Transgressionsfläche der OMM im südlichen Vorries (Gall 1974b) erkannt werden.

Im von Bohrmuscheln angebohrten Massenkalk-Komplex nördlich Ebermergen im Wörnitztal (Schröder & Dehm 1950) sehen Winkler (1966, 50) und Gall (1974a, 67) keinen echten Kliffpunkt, sondern nur einen Bereich des Meeresbodens nahe einer weiter im Norden und damit in größerer Höhe verlaufenden Küste, weil dieser Punkt in bezug auf nahegelegene Sediment-Vorkommen der OMM im Raum Donauwörth (Höhenlage bis 455 m NN) mit 410 m NN um 40—45 m zu tief liegt. Einerseits kann aber am „Brünnsee-Kliff" als echtem Kliffpunkt vor allem auf Grund der geradlinigen Verbindungsmöglichkeit seiner Höhenlage und geographischen Position mit allen anderen Kliffpunkten des Vorrieses (Abb. 1; vgl. auch Gall 1974b) nicht mehr gezweifelt werden, andererseits sind die berücksichtigten OMM-Vorkommen auch in dieser Höhenlage autochthon, so daß die Ursache der Höhendiskrepanz nur im Sedimentationsablauf der Meeresmolasse auf der Alb gesucht werden kann; zumal posthelvetische Verstellungen — Brüche oder Verbiegungen — auszuschließen sind (vgl. Gall 1974b).

In der Ziegelei Berg NNW Donauwörth (44 09 200/54 01 200) lagern über schluffigen Sanden der mittelhelvetischen OMM etwa ab Höhe 445—450 m NN Schneckenkalke des oberen Helvet sowie Sande, Mergel und Tone der Oberen Süßwassermolasse (Schetelig 1962). Diese Sedimentabfolge ist autochthon und — obwohl Riestrümmermassen auf den Höhen darüber folgen — unbeeinflußt durch das Ries-Ereignis. Aber auch eine posthelvetische Heraushebung des engeren Gebietes um dieses Molasse-Vorkommen kann auf Grund des gleichmäßigen Eintauchens der

OMM-Transgressionsfläche nach SE bis E hier wie im gesamten südlichen Vorries (Gall 1974b) ausgeschlossen werden.

Die Klifflinie verläuft im Bereich der Ziegelei Berg (von Ebermergen bis Graisbach konstruiert; Gall 1974b) etwa 2 km nördlich davon in Höhe 400 m NN; die schluffigen Sande der OMM bei Berg reichen damit um 50 m über das Niveau der ehemaligen Meeresküste (Abb. 1). In bezug auf den weiter im Westen und damit infolge des Abtauchens der Klifflinie nach Osten bereits höher gelegenen Kliffpunkt Ebermergen beträgt die Höhendifferenz immer noch 40 m.

Diese Beträge sind Mindestwerte der primären Höhenunterschiede, da trotz der nach Schetelig (1962) im Raum Donauwörth bereits im Oberhelvet wieder einsetzenden Sedimentation unmittelbar nach Ablagerung der OMM — zur Zeit der Ausformung der Graupensandrinne im Süden — mit einer zwar kurzzeitigen aber kräftigen Abtragung jüngster OMM-Sedimente gerechnet werden muß (Gall 1974a, 89). Von der präriesischen Erosions- und Reliefbildungsphase blieben die OMM-Ablagerungen wegen ihrer mächtigen Überdekkung mit OSM verschont. Sie weisen noch eine Gesamtmächtigkeit von 55—60 m auf, denn die Basis der OMM im Raum Berg — konstruiert aus der Höhenlage des „Brünnsee-Kliffs" bei Ebermergen und der OMM-Basis in der Bohrung Zirgesheim (ca. 367 m NN; Schetelig 1962, 79) — ist bei etwa 390 m NN zu erwarten.

Im südöstlichen Vorries liegen aber nicht nur die OMM-Sande der Ziegelei Berg hoch über dem Niveau der Klifflinie; ganz ähnliche geologische Verhältnisse lassen sich auch ca. 10 km weiter im Osten bei Graisbach belegen. Hier konnten — zusammen mit Dr. D. Müller — am südwestlichen Ortsrand von Graisbach (44 18 700/54 01 640) in Höhe 415 m NN Glaukonit und Mikrofauna führende Schluffsande und -mergel der OMM nachgewiesen werden (Gall 1974b), die das östlichste der nunmehr bekannten Vorkommen von OMM im Vorries und auf der Schwäbisch-Fränkischen Alb repräsentieren. Das autochthone Marin befindet sich im Bereich eines deutlich gegen das Gebiet der mit Riesschutt verfüllten Flächenalb im Süden abgesetzten Areals aus anstehendem Weißjura (Fesefeldt 1962), das zur Kuppenalb gehört. Dieses OMM-Vorkommen liegt damit nördlich der Klifflinie (vgl. auch S. 189), die hier erwartungsgemäß selbst nicht erschlossen war: Infolge ihres gleichmäßigen Abtauchens im Vorries nach Osten kann sie bei Graisbach ungefähr in einer Höhe um 370 m NN erwartet werden (Abb. 1; vgl. auch Gall 1974b), die Erosion hat hier jedoch nur bis 400—395 m NN herabgegriffen. So muß auch — unter Berücksichtigung des Anstiegs aus der Flächenalb im Süden über die Klifflinie hinweg zur Kuppenalb — aus der Tatsache, daß das OMM-Vorkommen im Bereich des anstehenden Weißjura auf Höhe 415 m NN, die Klifflinie jedoch etwa auf 370 m NN liegt, auf eine Lage der OMM nördlich der Klifflinie geschlossen werden. Zugleich bedeutet dies, daß die schluffigen OMM-Sande südwestlich Graisbach bis ca. 45 Höhenmeter über das Niveau der Klifflinie reichen; selbst im Vergleich mit dem 13 km weiter im Westen und damit erheblich höher gelegenen „Brünnsee-Kliff" bei Ebermergen (Abb. 1) überschreiten sie das Kliffniveau noch um 5 m. Da auch hier am Südrand der Kuppenalb mit einer teilweisen Abtragung der OMM-Sedimente während der oberhelvetischen und der präriesischen Erosionsphase gerechnet werden muß, kann die Höhendifferenz von 45 m — trotz des nach Osten geringer werdenden Schicht-Eintauchens — nur einen Mindestwert darstellen. Die bezeichnenderweise in der Schluffsand-Fazies nachgewiesenen OMM-Sedimente dürften so primär — wie im Donauwörther Gebiet — bis mindestens ca. 50 m über das Niveau der Küstenlinie gereicht haben (vgl. Abb. 1). Die nur geringe Entfernung des OMM-Vorkommens von der Klifflinie — etwa 0,5 bis 1 km (rechnerisch und zeichnerisch

ermittelt; vgl. auch Gall 1974b) — bietet einen sicheren Hinweis auf einen steilen Anstieg der Kuppenalb aus der Flächenalb, der sich auch aus der Oberflächengeologie (Fesefeldt 1962) ergibt.

Vor allem aus dem südwestlichen Vorries, das großenteils unter Bohrstock-Verwendung geologisch aufgenommen ist, liegen zahlreiche Belege für autochthone OMM-Vorkommen über Kliff-Niveau vor.

Die höchstgelegenen Relikte von schluffigen OMM-Sanden auf dem Massenkalk-Komplex des „Erzberges" (Blatt 7328 Wittislingen) fanden sich bei 555—560 m NN.

Dieses Autochthon-Massiv galt lange Zeit als völlig frei von OMM-Sedimenten; es sollte deshalb prähelvetisch herausgehoben worden sein (Hüttner 1958, 1961; Gall 1971). Übersichtsbegehungen — zusammen mit Dr. D. Müller — erbrachten jüngst jedoch an mehreren Stellen des „Erzberges" den Nachweis von reliktischen Schluffsanden der OMM (Gall 1974b).

Nordwestlich des „Erzberges" verläuft die Klifflinie bei Dischingen auf einer Höhe von nur 495—500 m NN (Hüttner 1961), nordöstlich des „Erzberges" ist sie bei Amerdingen sogar erst bei 465 m NN in einer Bohrung angetroffen worden (Nathan 1955). Auf der geradlinig zwischen diesen beiden Punkten — ca. 1,7 km nördlich des „Erzberg"-Gipfels (Gall 1974b) — ausgebildeten ehemaligen Meeresküste kann für den Bereich genau nördlich der OMM-Vorkommen eine Höhenlage um 485 m NN konstruiert werden (Abb. 1). Damit würde die Höhendifferenz zwischen der Klifflinie direkt im Norden des „Erzberges" und den OMM-Sedimenten dort bis 75 m betragen. Im Vergleich mit der Gesamtmächtigkeit der OMM im Raum Donauwörth (55—60 m) erscheint jedoch die des „Erzberg"-Gebietes — OMM-Basis „Erzberg" mit ca. 475 m NN errechnet aus den Bezugspunkten OMM-Basis Reistingen (465 m NN) und Kliff N „Erzberg" (konstruiert 485 m NN) — mit etwa 85 m als für ungestörte Verhältnisse entschieden zu hoch. Vielmehr muß daraus eine posthelvetische Heraushebung des „Erzberg"-Massenkalkkomplexes um mindestens 25—30 m abgeleitet werden (Gall 1974b). Unter Abzug dieses vertikalen Störungsbetrages erhält man als primäre Höhenlage der OMM-Sedimente auf dem „Erzberg" nur wiederum die 45—50 Höhenmeter über dem Kliffniveau, die bereits bei Berg und Graisbach belegt werden konnten (Abb. 1).

Auch diese Höhendifferenz ist ein Mindestwert, denn am „Erzberg" sind nur noch die ältesten Anteile der schluffigen OMM-Sande erhalten, die tief in Karsthohlformen des Weißjura-Massenkalkes vor Abtragung geschützt lagen.

Im Südwesten des Blattes Wittislingen nehmen im Bereich des Egau- und Zwergbachtales OMM-Sedimente in flächenhafter Verbreitung heute im allgemeinen Höhen bis etwa 500 m NN ein (Gall 1971). Damit erreichen bzw. überschreiten sie geringfügig die Höhenlage des nahezu 10 km weiter im Norden gelegenen Kliffs bei Dischingen (Hüttner 1961: 495—500 m NN). An mehreren Stellen reichen die OMM-Sedimente — erfaßt in einer exakten Bohrstock-Kartierung — sogar bis 10 Höhenmeter über das Niveau des Kliffpunktes Dischingen hinaus: E und NE Unterbechingen („Birkenhau", „Am Bühl", „Schanze") mit einer Höhenlage von 505 m NN (Gall 1971). Zu berücksichtigen bleibt bei dieser vermeintlich geringen Höhendifferenz, daß die Meeresmolasse nicht mehr in ihrer Primärmächtigkeit vorliegt; erhalten ist im wesentlichen nur noch die tiefere OMM (Pfoh- oder Pfannensande mit gesimsartig auswitternden Kalksandstein-Bänkchen). Erst in Bereichen oberhalb des Kliffniveaus tritt auch die Schluffsand-Fazies der jüngeren Meeresmolasse auf, deren weitaus größere Anteile jedoch großflächig und nahezu quantitativ

in den beiden Hebungs- und Erosionsphasen vor dem Ries-Ereignis — in der unmittelbar präriesischen Phase zusammen mit den OSM-Sedimenten — abgetragen worden sein müssen. Der Niveauunterschied zwischen dem Kliff und den OMM-Sedimenten im Raum Unterbechingen war damit ursprünglich erheblich größer. Zudem bleibt die starke posthelvetische Abkippung der Alb in insgesamt (süd-)östliche Richtung zu berücksichtigen, die sich in der relativ großen Entfernung von 10 km von der Klifflinie nach Süden in einer — nicht näher faßbaren — relativen Absenkung der OMM-Vorkommen ausgewirkt haben müßte.

Gleichfalls auf Blatt Wittislingen erreichen im Gebiet um Reistingen flächenhaft verbreitete OMM-Sedimente mit 500 m NN (Gall 1971) Höhen bis 15 m über Kliffniveau, bezogen auf die konstruierte Klifflinie genau im Norden von Reistingen mit Höhe 485 m NN. Sie liegen sogar geringfügig über dem Niveau des etwa 4 km weiter westlich — und damit höher (Abb. 1) — gelegenen Kliffpunktes Dischingen. Auch hier ist eine sekundäre, durch die Abtragung bedingte Reduktion der primären Höhendifferenz gegeben, denn die Rieströmmermassen liegen nicht auf OSM, sondern direkt auf der OMM.

ENE Demmingen wurden im Bereich des „Hausberges" (um Pkt. 36 09 850/ 53 95 550) glaukonitreiche, jedoch mikrofossilfreie schluffige Sande in größerer Verbreitung bis in Höhen um 520 m NN erbohrt, für deren ungewöhnlich hohe Position Gall (1971, 61) keine befriedigende Erklärung geben konnte. Diese OMM-Sedimente reichen bis 55 Höhenmeter über das Niveau des konstruierten Kliffbezugspunktes genau nördlich davon (465 m NN, Abb. 1). Ihre Lagerung ist autochthon; sie treten völlig ungestört als nahezu geschlossenes Vorkommen im stratigraphischen Verband auf. Die Höhendifferenz von 55 m ergibt sich auch im Vergleich mit der in der Bohrung Amerdingen angetroffenen Kliffzone (Nathan 1955), da diese mit dem Kliffbezugspunkt nahezu identisch ist. Da die Meeresmolasse im Gebiet des „Hausberges" direkt von Rieströmmermassen überlagert wird, dürften selbst hier jüngste Anteile der OMM — zusammen mit der gesamten OSM-Folge — durch Erosion und Denudation entfernt worden sein.

Auf Blatt 7329 Höchstädt a. d. Donau soll die Meeresmolasse nach Winkler (1966, 18, geol. K.) in flächenhafter Verbreitung bis in Höhen um 520 m NN reichen. In einigen entscheidenden Fällen konnte jedoch durch Bohrstock-Überprüfung gezeigt werden, daß hier Bunte Breccie, reich an aufgeschürftem OMM-Material, in ihren Verwitterungsbildungen mit OMM-Sedimenten verwechselt wurde (Gall 1974a, 66). Auch sind die OMM-Sande an der Goldbergalm WSW Lutzingen nach neuester Kenntnis nicht autochthon, sondern riesisch stark gestört (S. 198 f.). Dennoch können anstehende Meeresmolasse-Sedimente noch bis in eine Höhe von ca. 495 m NN nachgewiesen werden. Sie liegen damit um etwa 40 Höhenmeter über dem entsprechenden Kliffbereich 10 km weiter im Norden (konstruiert mit Höhe 455 m NN). Auch diese OMM-Sedimente reichten ursprünglich bis in noch größere Höhen, fielen jedoch während der oberhelvetischen und präriesischen Erosionsphase teilweise — die OSM-Sedimente sogar quantitativ — der Abtragung zum Opfer, bevor sie mit Rieströmmermassen überdeckt wurden (Winkler 1966, 51; Gall 1971, 69 f., 80 ff.; Gall 1974a, 88 ff.).

Gerade diese Überdeckung der noch erhaltenen jüngsten OMM-Sedimente mit Rieströmmermassen bewirkte ihre lokale Konservierung bis heute, so daß sie ausschließlich im Vorries erwartet werden dürfen; außerhalb des Verbreitungsgebietes geschlossener Ries-Schuttmassen sind sie quantitativ abgetragen. Analoge Verhält-

nisse sind aus dem E-Vorries bekannt, wo die Riestrümmermassen lokal mit nahezu ihrer vollständigen Primärmächtigkeit erhalten sind, weil sie durch die Sedimente der postriesischen Reliefplombierung vor Abtrag geschützt blieben.

Zwischen Unter- und Oberliezheim (Pos. Blatt 488 Bissingen) ist Meeresmolasse flächenhaft bis in Höhen um 510 m NN kartiert (Schalk 1957). Auch hier ist zwar ein Teil der verzeichneten OMM-Sedimente in Wirklichkeit OMM-reiche Bunte Breccie, die die OMM überlagert, anstehend sind OMM-Sedimente jedoch bis in Höhen um 490—500 m NN nachgewiesen. Die Durchmischungszone von Riesschutt und Meeresmolasse belegt wiederum die vollständige Abtragung der OSM-Sedimente vor dem Riesereignis, der auch jüngste OMM-Ablagerungen — bereits im Oberhelvet reduziert — zum Opfer gefallen sein dürften. In bezug auf den nordwärts gelegenen Kliffpunkt Burgmagerbein (440 m NN; Andritzky 1963) und konstruierte Strandbereiche westlich davon wird das Niveau der ehemaligen Kliffküste damit auch von den OMM-Vorkommen des S-Vorrieses um Höhenbeträge zwischen 50 und 60 m überschritten.

Am südwestlichen Ortsrand von Oppertshofen (Pos. Blatt 489 Ebermergen) reicht Meeresmolasse — über einer Denudationsfläche von Bunter Breccie überlagert (Jahnel 1966, 48, Abb. 7) — bis in eine Höhe von ca. 415—420 m NN. Obwohl die OMM-Sedimente hier bis auf die Pfohsande abgetragen sind, erreichen sie annähernd das Niveau des ca. 5 km weiter im Norden gelegenen Kliffbezugspunktes (420 m NN). Die gesamte Folge der erosiv entfernten Schluffsande und -mergel muß demnach ursprünglich über dem Niveau der Klifflinie des II. OMM-Zyklus' abgelagert worden sein.

Das Auftreten von feinkörnigen Sedimenten der OMM — Schluffsanden und -mergeln — hoch über dem Niveau der Klifflinie ist so keine lokale Erscheinung, sondern kann über das gesamte südliche Vorries verfolgt werden. Betont sei, daß hier im Vorries, wo mit der Möglichkeit von riesisch aufgeschürften OMM-Schollen in allen Höhenlagen gerechnet werden muß, ausschließlich OMM-Vorkommen in gesichert autochthoner Lagerung berücksichtigt wurden. Davon sind wiederum nur die in unmittelbarer Kliffnähe gelegenen und dadurch in ihrer Höhenlage am sichersten vergleichbaren Vorkommen in Abb. 1 aufgenommen. Eine post-mittelhelvetische Heraushebung und Verkippung der Flächenalb an der Klifflinie um den Betrag der Höhendifferenz Kliff — hochgelegene OMM-Vorkommen kann durch das von Gall (1974b) über das gesamte südliche Vorries aufgezeigte gleichmäßige Eintauchen von Klifflinie und OMM-Transgressionsbasis in östliche Richtung ausgeschlossen werden. Die Lage von OMM-Sedimenten hoch über dem Niveau der Klifflinie muß demnach im Sedimentationsablauf der Oberen Meeresmolasse begründet liegen.

Die geschilderten geologischen Verhältnisse sind regionaler Art und können nur darin eine Erklärung finden, daß das Molassemeer auf der Schwäbisch-Fränkischen Alb vorübergehend über die Klifflinie hinaus nach Norden vorstieß. Die Klifflinie markiert damit n i c h t den äußersten Nordrand der mittelmiozänen Meerestransgression und ihrer Ablagerungen; sie repräsentiert vielmehr lediglich eine Stillstandsphase des Meeresvorstoßes auf der Alb, während der die Steilstufe von der durch Abrasion entstandenen Flächenalb zur Kuppenalb — begünstigt durch Kluftsysteme — an einer im wesentlichen durch Tektonik bestimmten Stelle ausgeformt wurde. Eine später nachfolgende rasche Absenkung des Albkörpers bei Ablagerung der feinerkörnigen OMM-Fazies muß die Erweiterung des Sedimentationsraumes der OMM über die Klifflinie hinaus nach Norden ermöglicht haben.

Flächenalb und südliche, relativ niedrig gelegene Areale der Kuppenalb wurden dabei mit zusätzlich mindestens 50—60 m mächtigen feinkörnigen OMM-Sedimenten überdeckt (vgl. Abb. 1). Zur Einebnung der kuppigen Alb kam es wohl deshalb nicht, weil die Transgression so schnell erfolgte, daß nicht mehr erodiert, sondern nur noch sedimentiert werden konnte.

Auch eine noch heute kenntliche äußerste Küstenlinie der OMM in der Kuppenalb wurde anscheinend nicht herausgearbeitet. Einerseits könnte dazu die Überschreitung der Klifflinie insgesamt nicht lange genug gewährt haben, andererseits — und dies erscheint gewichtiger — kam die Transgression des Molassemeeres anscheinend nicht auf längere Zeit auf einer äußersten Küstenlinie zum Stillstand; aber selbst wenn diese Voraussetzungen gegeben gewesen wären, müßte eine morphologisch deutliche Ausformung der äußersten Küste sehr erschwert gewesen sein, weil der sicherlich differenzierte Verlauf des Nordsaumes auf keinen Fall durch tektonische Zerrüttungszonen vorgezeichnet und damit der Abrasion leicht zugänglich sein konnte. Außerdem lag diese äußerste Küstenregion mindestens bis zur Überdeckung mit OSM frei, wodurch sie weitestgehend nivelliert und unkenntlich gemacht werden mußte.

Für die Klifflinie des II. OMM-Zyklus' ist nunmehr ein geradliniger Verlauf auch im Vorries gesichert (Gall 1974b). Das Meer des jüngsten Molassevorstoßes drang vornehmlich über niedrig gelegene Weißjura-Bereiche in die Senken und Wannen der durch den Wechsel von Massen- und Schichtfazies gegliederten Kuppenalb ein und erreichte erst mindestens 50—60 Höhenmeter über dem Niveau der Klifflinie seine äußerste Küste, so daß deren Verlauf nicht geradlinig erwartet werden kann. Vielmehr sollte sie als eine an das Relief der ertrunkenen Kuppenalb angepaßte, reich gebuchtete Senkungsküste ausgebildet gewesen sein. Dem Küstenbereich vorgelagert dürften Massenkalk-Komplexe als Inseln und Halbinseln aus dem Meer geragt haben. Je nach dem — vom geologischen Untergrund abhängigen — Relief eines Küstenabschnittes war dieser entweder als Steil- oder als Flachküste geformt.

Die Erweiterung des Sedimentationsraumes der OMM über die Klifflinie hinaus nach Norden muß unterschiedlich gewesen sein. Bei steilem Anstieg der Kuppenalb aus der Flächenalb war sie gering; bei Graisbach etwa darf ein Überschreiten der Klifflinie um max. nur ca. 1 km angenommen werden. Ein weiteres Vordringen des Molassemeeres auf die Alb ist jedoch in reliefschwächeren Gebieten zu erwarten; Beträge bis 17 km allerdings, wie sie Angaben von Koken (1900, 147) ableiten lassen könnten (vgl. auch S. 191), sind bislang nicht belegt.

Die die Flächenalb plombierenden und Teile der Kuppenalb zumindest in den Senken erfüllenden OMM-Sedimente des jüngsten Meeresvorstoßes wurden bereits wieder in der unmittelbar folgenden Erosionsphase zur Zeit der oberhelvetischen Ausformung der Graupensandrinne weitgehend abgetragen; auf der Kuppenalb dürften die feinkörnigen und lockeren Sedimente rasch nahezu quantitativ aus ihren relativ tief liegenden, wannen- und talartigen Ablagerungsräumen entfernt worden sein, verbliebene Reste fielen mit einiger Wahrscheinlichkeit später der präriesischen Abtragung zum Opfer. So ist es verständlich, daß bislang im Vorries keine OMM-Sedimente nördlich oberflächlich erschlossener und damit eng lokalisierter Bereiche der Klifflinie gefunden wurden.

2. Beobachtungen an der Klifflinie des II. OMM-Zyklus'

Nicht nur die autochthonen OMM-Vorkommen über dem Niveau der Klifflinie belegen einen zusätzlichen und jüngsten Meeresvorstoß der OMM; auch die bekannten Kliffpunkte auf der Schwäbischen Alb selbst geben Hinweise auf seine Existenz.

Im ehemaligen Küstenbereich des Molassemeeres (II. Zyklus) formte die Brandung in harten Weißjura-Massenkalkarealen eine Steilküste heraus, in weicheren mergeligen Schichten dagegen blieb die Küste relativ flach. Als spezifische Sedimente sind in Küstennähe Grobsande, oft mit zahlreichen angebohrten Geröllen, bekannt, die niemals größere Mächtigkeit erreichen, gegen das Kliff sogar auskeilen können (Hüttner 1961, 79).

Auf der Schwäbischen Alb ist zwischen Weidenstetten und Altheim die ehemalige Meeresküste nach Reiff (1958, 77) 30—50 m hoch. Mall (1968, 116 ff.) erwähnt Kliffhöhen zwischen 50 m und 70 m, Moos (1925, 198) zwischen 65 m und 80 m, Kiderlen (1931) und Roll (1935, 288) führen sogar Kliffhöhen von mindestens 80 m an. Auch im südlichen Vorries ließ sich bei Burgmagerbein das Kliff in von Bohrmuscheln angebohrten Weißjura-Kalken über mindestens 40 Höhenmeter — von ca. 440 m NN bis 480 m NN (Moos 1925, 197) — verfolgen (Abb. 1).

In der Regel sind die Kliffhöhen außer in der Morphologie auch in den Bohrmuschellöchern zu erkennen, die die steilen Weißjura-Flächen — hoch über Brandungsplattform und -hohlkehle — kennzeichnen. Bei diesen Bohrmuscheln dürfte es sich — nach den bisherigen Bestimmungen — im wesentlichen um die Gattung *Pholas* handeln, deren rezente Vertreter sich nach Jaeckel (1952) und Starmühlner (1969) ausschließlich unter dem Mittelwasserniveau der Gezeiten finden, im unteren Eulitoral und vor allem im Sublitoral. Aber auch andere Bohrmuschel-Genera sind auf die stets vom Meer bedeckte Felsfläche, das eigentliche Meergebiet, in dem jedes Trockenfallen biologisch zerstörend wirkt, beschränkt. An der fossilen Kliffküste der OMM dürften Bohrmuschellöcher demnach nur auf den weiter bekkenwärts und tiefer gelegenen Bereichen der Abrasionsplatte ausgebildet sein. Die Bohrmuschellöcher, die an der Klifflinie zu beobachten sind, liegen jedoch alle über der Mittelwasserlinie: Am Kliff von Heldenfingen etwa vom Flutbereich der Brandungsplatte bis etwa 6—7 m über der Hohlkehle (Reiff 1958, 78), am Kliffpunkt Burgmagerbein sogar bis mindestens 40 m über der — mit Ries-Trümmermassen plombierten — Schorre, ganz abgesehen von den steil aufragenden Weißjura-Felsen mit Bohrmuschellöchern über eine Erstreckung von $>$ 80 Höhenmetern an anderen Küstenpunkten. Die Bohrmuschellöcher an der Klifflinie des II. OMM-Zyklus' sind damit auf Grund der Biologie ihrer Erzeuger ein weiterer Beweis dafür, daß das mittelmiozäne Molassemeer weit über das Niveau des II. Zyklus' angestiegen ist. Es muß gefolgert werden, daß die Bohrmuschellöcher am Kliff des II. Zyklus' gar nicht von der Meerestransgression dieses Zyklus' stammen können; vielmehr müssen sie später, während des jüngsten, über die Klifflinie hinaus nach Norden reichenden Vorstoßes in die Kliffküste eingearbeitet worden sein.

Auch aus geologischen Gründen müssen die Bohrmuschellöcher an der Klifflinie einem jüngeren Zyklus entstammen. Während der Sedimentationsunterbrechung zwischen dem II. und dem jüngsten Zyklus der OMM (vgl. S. 196) muß der Kliffbereich nämlich trockengefallen sein, und bei jedem Klima wären dadurch in diesem längeren Zeitraum bereits vorhandene Bohrlöcher zerstört worden. Die Bohrmuschellöcher an der Klifflinie des II. Zyklus' wurden erst bei der Transgression der

jüngsten Meeresmolasse angelegt und gleich wieder mit Sedimenten plombiert, wodurch sie auch bis heute erhalten bleiben konnten.

Die an den Bohrmuschellöchern kenntlichen Kliffhöhen belegen einen weiteren, über die Klifflinie hinaus nach Norden reichenden Vorstoß des Molassemeeres. Sie weisen aber auch darauf hin, daß das Meer in Bereichen harter und damit steil aufragender Weißjura-Gesteine seine Brandungs- und Bohrmuschel-Zone um den Absenkungsbetrag der Alb über das Kliffniveau des II. Zyklus' hangaufwärts verlagerte ohne nennenswert weiter nach Norden vorzustoßen; nur in morphologisch tiefer liegenden Gebieten ist so mit einer beträchtlicheren Meerestransgression in die Kuppenalb hinein zu rechnen.

Auch die immer wieder beobachtete Sedimentverfüllung der flaschenförmigen Bohrlöcher von Pholaden an den Kliffpunkten des südlichen Vorrieses (Moos 1925, Schröder & Dehm 1950, Schalk 1957, Hüttner 1961), von Heldenfingen (Lutzeier 1922, Reiff 1958) und anderen Lokalitäten auf der Schwäbischen Alb ist ein nicht zu übersehendes Argument für die Absenkung und Plombierung der Klifflinie im Zuge des jüngsten Vorstoßes des OMM-Meeres. Von besonderem Interesse sind dabei die Verfüllungen mit sehr feinkörnigen Sedimenten, da sie eine Fazies darstellen, die den Strandbereichen ansonsten völlig fremd ist. Durch die über die Klifflinie hinaus nach Norden reichende OMM-Transgression muß die Küstenzone des II. Zyklus' unter Meeresbedeckung und — entsprechend der erhöhten Wassertiefe — in den Ablagerungsbereich feinerkörniger Sedimente gelangt sein; gleichzeitig wurden dabei auch die eben erst entstandenen Bohrmuschellöcher mit schluffsandigen Ablagerungen verfüllt.

In diesem Sinne erklärbar ist auch der Nachweis einer mit mehr als 4 m Mächtigkeit erhaltenen Serie von Feinsanden und Tonen der OMM über Basis-Geröllhorizonten unmittelbar an der Klifflinie bei Winterlingen auf der Schwäbischen Alb (Roll 1935, 299 ff.).

Im November 1970 erschloß ein Bauaushub unmittelbar südlich des Kliffs von Heldenfingen unter grüngrauen bis ziegelroten Tonmergeln der OSM (mit vielen Kalkknöllchen und einzelnen größeren Lepolithkalk-Brocken) eine Folge von graugrünen, z. T. plattig-schiefrigen und kalkig verfestigten Fein- bis Schluffsanden der OMM (ohne Glaukonit, aber reich an Foraminiferen; frdl. mdl. Mitt. Dr. D. Müller). Es ist unvorstellbar, daß diese feinkörnige OMM-Fazies in unmittelbarer Kliffnähe auf der Brandungsplatte während der Ausformung der Klifflinie, also während des II. Zyklus' sedimentiert worden wäre; sie muß vielmehr später, im Zuge der Überschreitung und Plombierung der Klifflinie durch die jüngste Meerestransgression, in tieferem und ruhigerem Wasser abgelagert worden sein.

Allein schon die Tatsache, daß sich im Kliffbereich an zahlreichen Stellen die scharfgratigen Pholaden- und Vioenbohrlöcher in den Weißjurakalken samt Sedimentfüllung sowie andere Brandungskleinformen — etwa Auskolkungsrinnen W Altheim (Mall 1968, 116) — unversehrt über die lange Zeit der Trockenlegung während der oberhelvetischen Erosionsphase auch bei dem damaligen subtropischen Klima bis zur Überdeckung mit OSM-Ablagerungen erhalten konnten, spricht für die völlige Plombierung der Klifflinie mit Sedimenten eines jüngsten Meeresvorstoßes. Wie rasch Verwitterungseinflüsse zerstörend tätig sein können, zeigt z. B. der Gletschergarten von Fischbach im Inntal, der bei den heutigen Klimaverhältnissen schon in den 15 Jahren seiner Freilegung an den Einzelformen von Eis- und Schmelzwassereinwirkung erhebliche Korrosionsschäden erlitten hat.

Eine durch den jüngsten Meeresvorstoß der OMM geschaffene morphologisch deutliche Küstenlinie in der Kuppenalb ist bislang nicht bekannt. Zwei im Abstand von 40 Höhenmeter übereinander liegende Verebnungsflächen mit Meeresmolasse-Sedimenten bei Möhringen und Aulfingen deutet Roll (1935, 289 ff.) als Küstenterrassen, in denen sich eine Heraushebung des Kliffbereichs zur OMM-Zeit widerspiegeln soll. Nicht ausgeschlossen werden kann m. E. jedoch, daß hier die durch Absenkung der Alb angelegte äußerste Küstenlinie des jüngsten OMM-Vorstoßes 40 m über der Klifflinie des II. Zyklus' erfaßt ist.

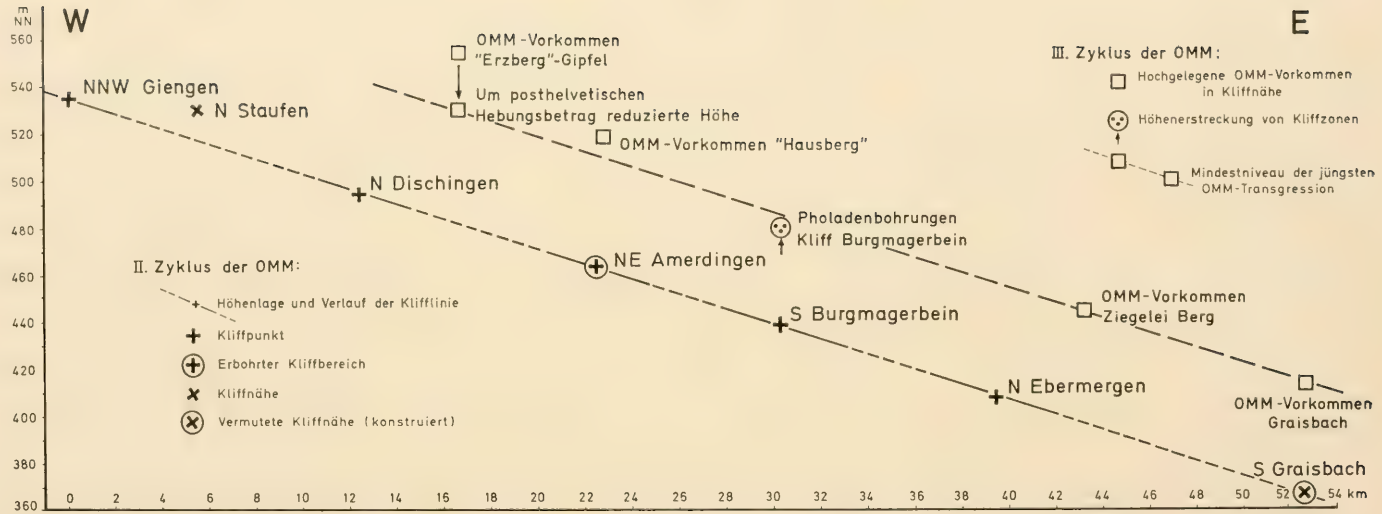
3. Zeugen der OMM nördlich der Klifflinie des II. Zyklus'

Den direkten Beweis für eine OMM-Transgression über die Klifflinie hinaus nach Norden liefern OMM-Ablagerungen und von Pholaden angebohrte Weißjurakalke nördlich der Kliffküste des II. Zyklus'. Derartige Relikte sind jedoch einerseits bisher nur selten bekannt geworden, zum anderen erachtete man sie in der früheren Literatur als nicht beweiskräftig oder als anthropogen verschleppt — nach dem bisherigen Kenntnisstand durchaus verständlich.

Im Raum Graisbach verläuft die Klifflinie südlich der Ortschaft zwischen Leitheim und Lechsend mit ESE-Streichen in einer zeichnerisch und rechnerisch ermittelten Höhe von 370 m NN (S. 182, Abb. 1; Gall 1974b). Sie wird von Riestrümmermassen überdeckt, die sich nach Norden an die zur Kuppenalb gehörenden autochthonen Weißjura-Komplexe anlagern. Das jüngst entdeckte Vorkommen von schluffigen Sanden der OMM am südwestlichen Ortsrand von Graisbach liegt im Bereich dieser Autochthon-Areale und damit nördlich der Klifflinie; auch aus der Höhenlage der OMM-Relikte von 415 m NN — 45 m über dem Kliff des II. Zyklus' — muß unter Berücksichtigung des Anstiegs der Kuppenalb aus der Flächenalb auf eine Lage nördlich der Steilküste des II. Zyklus' geschlossen werden.

Obwohl bisher aus dem Vorries keine weiteren eindeutigen Zeugen der OMM nördlich der Klifflinie bekannt sind, muß allein schon auf Grund des über das gesamte südliche Vorries belegten Überschreitens der Klifflinie um mindestens 50 Höhenmeter und in Anbetracht des wahrscheinlich relativ sanften, nur wenig gegen Norden ansteigenden Reliefs damit gerechnet werden, daß das mittelmiozäne Molassemeer zumindest lokal bis ins Gebiet des heutigen Ries-Kraters vordringen konnte.

Bereits Lutzeier (1922) und Reiff (1958, 82) hielten eine Absenkung der Kliffküste unter das Niveau des Molasse-Meeresspiegels für wahrscheinlich, so daß die OMM-Sedimente in der Klifflinie nicht ihre nördlichste Begrenzung gefunden hätten. Lutzeier (1922, 134) fand N Heldenfingen und N Altheim hoch über dem Kliff Zeugen der OMM; N Altheim waren nördlich und nahezu 50 m über dem Niveau der Klifflinie im anstehenden Weißjura-Epsilon Pholadenbohrlöcher, gefüllt mit marinem Feinsand, ausgebildet. Auch Funde von Austernschalen in dieser Position können — mit Vorbehalt — als Beleg herangezogen werden, obwohl sie Mall (1968, 116) für möglicherweise von Menschenhand zur Melioration angefahren hält. Die feinkörnigen OMM-Sedimente selbst sind wohl auf der an die Kliffoberkante nach Norden anschließenden Fläche quantitativ wieder durch Abtrag entfernt worden; mit einiger Wahrscheinlichkeit geschah dies im wesentlichen bereits während der Erosionsphase zwischen OMM und OSM. Der jüngste Meeresvorstoß der OMM dürfte somit auch im Raum Heldenfingen — Altheim die Klifflinie


m NN
W
E
560
540
520
500
480
460
440
420
400
380
360
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 38 40 42 44 46 48 50 52 54 km
NNW Giengen
N Staufen
N Dischingen
NE Amerdingen
S Burgmagerbein
N Ebermergen
S Graisbach
OMM-Vorkommen "Erzberg"-Gipfel
Um posthelvetischen Hebungsbetrag reduzierte Höhe
OMM-Vorkommen "Hausberg"
Pholadenbohrungen Kliff Burgmagerbein
OMM-Vorkommen Ziegelei Berg
OMM-Vorkommen Graisbach
III. Zyklus der OMM:
Hochgelegene OMM-Vorkommen in Kliffnähe
Höhenerstreckung von Kliffzonen
Mindestniveau der jüngsten OMM-Transgression
II. Zyklus der OMM:
Höhenlage und Verlauf der Klifflinie
Kliffpunkt
Erbohrter Kliffbereich
Kliffnähe
Vermutete Kliffnähe (konstruiert)

des II. Zyklus' um den Betrag von mindestens 50 Höhenmeter nach Norden überschritten haben.

Nach einer Mitteilung von Koken (1900, 147) sollen im Bereich der Sigmaringer Alb noch 17 km nördlich der Klifflinie marine Fossilien der OMM in Spaltenfüllungen gefunden worden sein; ihre Herkunft ist jedoch nach Kiderlen (1931, 256 f.) ebenso wenig zweifelsfrei wie die der angeblich marinen Quarzsande mit „angebohrten" Juragerölln von Bitz, Münsingen und anderen Lokalitäten. Ihre Lage nördlich der Klifflinie ließ sie als äolisch verfrachtete marine Küstensande deuten (Weiger 1908, 243 ff.), wobei sich die Einwände gegen eine Anerkennung als normal sedimentierte OMM-Ablagerungen trotz der „angebohrten" Gerölle vor allem deshalb erhoben, weil es bis dahin nicht gelungen war, anstehendes Marin nördlich der Klifflinie festzustellen (Kiderlen 1931). Wenngleich nicht alle Sandvorkommen bis in die Nähe des Albtraufs der jüngsten OMM-Transgression zugeschrieben werden können, so ist dies doch für einen Teil der dem Kliff näheren Materialien durchaus möglich. Jedenfalls läßt der Nachweis einer Transgression der OMM über die Klifflinie hinaus nach Norden diese älteren, oftmals angezweifelten Angaben und Funde wenigstens zum Teil glaubwürdiger erscheinen.

In das Korrelationsdiagramm der Abb. 1 sind die bedeutenderen hochgelegenen und sicher autochthonen Sedimentvorkommen der OMM des kliffnahen Raumes im südlichen Vorries, die Höhenspannweite der Pholadenbohrungen am Kliff Burgmagerbein sowie die nördlich und über der Klifflinie nachgewiesenen OMM-Sande von Graisbach aufgenommen. Es zeigt sich, daß alle diese Punkte annähernd durch eine Gerade verbunden werden können, die im Abstand von etwa 50 Höhenmetern parallel zur Verbindungslinie der Kliffpunkte verläuft. Darin spiegelt sich die Absenkung der Alb und die dadurch verursachte jüngste Transgression der OMM über die Klifflinie des II. Zyklus' hinaus nach Norden wider. Der parallele Verlauf der beiden Verbindungslinien dürfte tektonische Verstellungen größeren Ausmaßes in diesem Gebiet zwischen dem II. Zyklus und dem jüngsten Vorstoß der OMM ausschließen lassen.

4. Die Herkunft dislozierter OMM-Strandgerölle südlich der Klifflinie

Einen weiteren Hinweis auf eine äußerste Küstenlinie der OMM nördlich und über der Klifflinie des II. Zyklus' geben die zahlreichen von Bohrmuscheln angebohrten Strandgerölle, die sich im südlichen Vorries im Raum südlich der Klifflinie finden. Als autochthone Strandbereiche gedeutet, konstruierten damit u. a. Schalk (1957), Andritzky (1959, 1963), Mall (1959, 1968), Schetelig (1962), Jahnel (1966), Winkler (1966) und Schmidt-Kaler & Treibs (in Hüttner et al. 1970) eine reichgegliederte „Fjordküste" als Klifflinie des II. OMM-Zyklus'. Gall (1974a, b) konnte jedoch aufzeigen, daß diese Strandgerölle ausschließlich einzeln als Komponenten der Riesrümmermassen vorliegen, in ihrer Lagerung damit riesisch disloziert (allochthon) sind und so zu einer Rekonstruktion der Klifflinie nicht

---

Abb. 1: Kliffnahe Vorkommen von Schluffsanden der OMM, die im südlichen Vorries durchwegs etwa 50 Höhenmeter über dem Niveau der Klifflinie des II. OMM-Zyklus' liegen, belegen eine OMM-Transgression über die Klifflinie hinaus nach Norden in die Kuppenalb.

herangezogen werden dürfen. Diese verläuft — wie bereits von Moos (1925) vermutet — auch im südlichen Vorries weitgehend geradlinig etwa auf der direkten Verbindungslinie der Kliffpunkte Giengen — Dischingen — Amerdingen (Bohrung) — Burgmagerbein — Ebermergen — Graisbach (Abb. 1; vgl. auch Gall 1974b, Abb. 1).

Bei dem derzeitigen Wissensstand kann nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, daß die pholadenangebohrten Strandgerölle in Rieströmmermassen des südlichen Vorrieses wenigstens teilweise auch direkt aus dem Gebiet des Nördlinger Rieses ausgesprengt wurden.

Die Lagerungs- und Faziesverhältnisse in einer Fremdscholle aus zertrümmertem Weißjura-Massenkalk 1,5 km SE Unterfinningen, in der von Winkler (1966, 48 ff., Abb. 6) Pholadenbohrungen in großen Massenkalkblöcken sowie -geröllen exakt der gleichen Gesteinsausbildung wie der der Großscholle beobachtet wurden, könnten so eine zwanglose Erklärung finden.

Für die Mehrzahl der Strandgerölle ist es jedoch viel wahrscheinlicher, daß sie von den Ries-Auswurfsmassen an der ehemaligen Meeresküste der OMM im Vorries aufgeschürft, südwärts transportiert und dabei hochgestaucht wurden. Dafür spricht, daß bislang keine angebohrten Strandgerölle nördlich der Klifflinie beobachtet bzw. ausdrücklich beschrieben sind. Als Herkunftsgebiet der dislozierten Strandgerölle galt bisher der vom Fundort etwa in Richtung zum Rieszentrum gelegene Bereich der Klifflinie des II. OMM-Zyklus' (Hüttner 1969; Gall 1971, 1974a, b); auch die Transportweiten und Beträge der Hochstauchung wurden darauf bezogen. Die Dislozierungsweiten der Gerölle von der Klifflinie nach Süden mit max. etwa 10 km (vgl. Gall 1974b) sind bei dieser Bezugslinie durchaus erklärbar, denn die Entfernung von der Klifflinie zu den äußersten Riesschutt-Vorkommen im S-Vorries beträgt mindestens 12 km.

Besondere Schwierigkeiten bereitet jedoch einerseits die Häufigkeit der Geröllfunde, andererseits die dann zu fordernde starke Anhebung der Strandgerölle über ihr ursprüngliches Lagerungsniveau um max. ca. 100 Höhenmeter. Bei einer Ableitung der Strandgerölle von der Klifflinie muß ihre Häufigkeit völlig unverständlich bleiben, denn das Kliff war zur Zeit des Ries-Impakts durch die Sedimente des jüngsten Meeresvorstoßes und der OSM — trotz der bis dahin weit fortgeschrittenen Abtragung — immer noch weitgehend plombiert; zudem lagen die Strandgerölle an der Klifflinie geschützt im Bewegungsschatten der über die Kuppenalb anbrandenden Trümmermassen, deren zuerst im Vorries eintreffenden Anteile unter Umständen zwar einzelne Strandgerölle aufnehmen konnten, deren nachfolgende Massen jedoch den Kliffbereich bereits umgepflügt und abgedeckt vorgefunden haben dürften. Die Vielzahl der angebohrten Gerölle wird verständlich, wenn man sie von der weiter im Norden und höher gelegenen Senkungsküste des jüngsten Meeresvorstoßes bezieht. Deren grobe Basis- und Brandungssedimente dürften auf der Kuppenalb höchstens unter einer durch Erosion reduzierten und zergliederten OSM-Decke, wenn nicht gar großflächig frei gelegen sein, so daß sie von den riesauswärts gleitenden Trümmermassen gerade aus ihren senkenförmigen Ablagerungsräumen wieder problemlos ausgeräumt werden konnten. Es wäre nicht verwunderlich, wenn sich dadurch die Strandsedimente und -gerölle der äußersten Küste nahezu quantitativ in den Riesschuttmassen finden würden, was auch einerseits die Häufigkeit solcher Gesteine im S-Vorries, andererseits aber zudem ihr anscheinendes Fehlen im Bereich der Kuppenalb erklären könnte.

Die jetzige Höhenlage der bisher bekannten dislozierten Strandgerölle — sie liegen alle topographisch höher als die unmittelbar nördlich ihrer Fundpunkte erschlossenen oder konstruierten Bezugspunkte auf der Klifflinie (Gall 1974b, Abb. 2) — erklärt sich vor allem aus der Beobachtung, daß im Bereich der Flächenalb keine großflächig anstehenden Riestrümmermassen unter dem Niveau der Klifflinie, sondern immer nur darüber anzutreffen sind. Daß sie aber in dem nach Süden gleitenden Trümmerstrom durch die Turbulenz des „Überschiebungsvorganges" allein und generell bis max. 100 Höhenmeter über das Niveau der Klifflinie angehoben worden sein sollen, erscheint wenig wahrscheinlich. Bezieht man die Gerölle jedoch von der mindestens 50 m höher gelegenen äußersten Meeresküste, so würden sich ihre Fundpunkte mit verständlichen Werten teils über, teils aber auch unter dem ursprünglichen Lagerungsniveau finden.

Das geologische Auftreten der zahlreichen dislozierten OMM-Strandgerölle im südlichen Vorries gibt so einen indirekten Hinweis auf eine nördlich und über der Klifflinie des II. Zyklus' ausgebildete weitere Küste des Molassemeeres.

Von wo ein einzelnes Strandgeröll nun stammt, aus dem Ries, von der äußersten Küste oder von der Klifflinie, kann nicht entschieden werden. Als Bezugslinie zur Abschätzung von Transportweiten und Hochstauchungsbeträgen kommt derzeit noch ausschließlich die Klifflinie in Frage, da allein deren geographischer und höhenmäßiger Verlauf bekannt ist.

5. Die Schichtenfolge des III. Zyklus' der OMM

Die Klifflinie stellt nicht die Nordgrenze des mittelmiozänen Molassemeeres und seiner Ablagerungen dar; ein jüngster Meeresvorstoß griff vielmehr weit über sie hinweg nach Norden in die Kuppenalb. Bereits die erwähnten Ausmaße dieser Transgression lassen erkennen, daß es sich hier nicht um ein gelegentliches und lokales „Überschwappen" des Molassemeeres über die Klifflinie handelt, sondern um ein durch großräumiges, epirogenes Absinken ausgelöstes und wahrscheinlich die gesamte Schwäbisch-Fränkische Alb betreffendes Überschreiten des in einer Stillstandsphase ausgeformten Kliffs. Die Sedimentabfolge der OMM im südlichen Vorries belegt sogar, daß diese jüngste Transgression einen eigenen, III. Zyklus der OMM repräsentiert.

Wesentliches Merkmal der Meeresmolasse im Molassebecken ist ihre zyklische Entwicklung (Lemcke et al. 1953, Volz 1953). Die beiden bisher erkannten Zyklen — I. und II. Zyklus — beginnen jeweils mit grobkörnigen Basislagen und schließen oben mit Feinsedimenten ab. Die OMM-Ablagerungen am Albsüdrand sollten nach Hüttner (1961, 77 f.) eine ähnliche Abfolge wie der II. Zyklus im Beckeninneren zeigen und wurden daher folgendermaßen mit dem Normalprofil parallelisiert:

	Albsüdrand	Molassebecken
II. Zyklus	Schluffsande	Deckschichten
	Pfohsande	
		Baltringer Horizont
	Basisschicht	

Die Folge der bisher zum II. Zyklus gerechneten OMM-Sedimente zeigt jedoch an mehreren Lokalitäten des südlichen Vorrieses etwa im Mittelteil des Profils — im Grenzbereich der Pfohsande zu den Schluffsanden — eine ausgeprägte, vorübergehende und scharf abgesetzte Kornvergröberung in Form eines Schill-(Kalk-)sandstein-Horizonts. Dieser weicht in Litho- und Biofazies von den unmittelbar liegenden und hangenden Sandkomplexen deutlich ab, stimmt andererseits jedoch mit der Basisschicht faziell weitgehend überein, von der er allerdings auf Grund seiner etwas feinerkörnigen Ausbildung und spezifischen Fossilgesellschaft jederzeit — auch als Lesesteine — unterschieden werden kann. Durch diesen Schill-Kalksandstein-Horizont wird die bisher dem II. OMM-Zyklus zugerechnete Schichtenserie annähernd zweigeteilt; Basisschicht und Pfohsande sind nach wie vor als Sedimente des II. Zyklus' zu erachten, die Kornvergröberung leitet jedoch einen jüngsten und III. Zyklus der OMM ein, der zum Hangenden von den Schluffsanden abgeschlossen wird. Wie die beiden älteren Zyklen zeigt damit auch die jüngste OMM-Abfolge eine Verringerung der Korngröße nach oben vom gröberkörnigen basalen Schillhorizont zu den Schluffsanden und -mergeln im höheren Profilteil. Auf Grund dieser bezeichnenden Korngrößenänderung, die sich sowohl in den Profilen des Vorrieses als auch des Molassebeckens (S. 199 ff.) feststellen läßt, wie auch der großen, dem II. Zyklus durchaus gleichwertigen Sedimentmächtigkeit und Transgressionsweite über die Klifflinie hinaus nach Norden erscheint die Ausgliederung dieser Abfolge als eigener Zyklus gerechtfertigt.

Die neu gefaßten Zyklen der OMM am Albsüdrand:

III. Zyklus	Schluffsande	
	Schill-(Kalk-)sandstein-Horizont	
		Hiatus
II. Zyklus	Pfohsande	
	Basisschicht	

Die Sedimente des II. OMM-Zyklus' liegen in ihren Vorkommen des südlichen Vorrieses alle unter dem Niveau der Klifflinie, die zugleich den Nordrand ihres Ablagerungsraumes darstellt. Der Schill-(Kalk-)sandstein-Horizont befindet sich — je nach seiner Entfernung vom Kliff — entweder in oder wenig unter dem Niveau der Klifflinie; die Schluffsande und -mergel jedoch sind in ihren Hauptanteilen durchwegs über dem Kliffniveau erschlossen. Bezeichnenderweise liegen auch die bei Graisbach nördlich der Klifflinie entdeckten OMM-Sedimente als Schluffsande vor (S. 182). Während der Schillsandstein-Horizont die basale Transgressionsfazies des III. Zyklus' darstellt, sind die Schluffsande in tieferen Meeresbereichen im Zuge des durch Absenkung verursachten Meeresvorstoßes über die Klifflinie hinaus nach Norden bis zu einer äußeren Küste abgelagert worden.

Allein schon die im Gesamtprofil der sandigen OMM-Sedimente im Gebiet südlich der Klifflinie dem Hangenden zu belegte Korngrößenabnahme von mittel- bis feinkörnigen Pfohsanden im tieferen Abschnitt zu den darüber folgenden, deutlich feinerkörnigen Schluffsanden und -mergeln läßt sich eigentlich nur so interpretieren, daß das Ablagerungsbecken des Molassemeeres durch Absenkung des gesamten Raumes zur Zeit der Schluffsand-Sedimentation beträchtlich an Tiefe dazugewann, woraus zwangsläufig ein regionales Überschreiten der Klifflinie nach Norden resultiert.

Als jüngste und exponiert liegende OMM-Sedimente von zudem feinkörniger Ausbildung und geringer bzw. fehlender Verfestigung mußten die Ablagerungen des III. Zyklus' rasch und großflächig der Abtragung zum Opfer fallen, zumal unmittelbar nach ihrer Bildung — im Oberhelvet zwischen OMM und OSM — der Raum nördlich der Albsteinschwelle herausgehoben, trockengelegt und erst nach Ausräumung und anschließender Verfüllung der Graupensandrinne wieder in das Sedimentationsgebiet der Molasse — dieses Mal der OSM — einbezogen wurde. Es überrascht daher nicht, daß die Sedimente des III. OMM-Zyklus' weitgehend erodiert und nur noch an verhältnismäßig wenigen Lokalitäten mehr oder weniger vollständig faßbar sind. Bezeichnenderweise liegen die bisher bekannten Vorkommen alle im Vorries, wo sich die Auswurfsmassen aus dem Ries im höheren Torton als schützende „Schleierdecke" darüberbreiteten.

a) Die Basisbildungen des III. OMM-Zyklus' — basaler Schill-(Kalk-)sandstein-Horizont („Oberbechinger Horizont")

Die Sandgrube am Nordhang des „Kränzles-Berges" 1 km SW Oberbechingen (Blatt 7328 Wittislingen; 35 98 560, 53 88 860) erschließt ein zwischen 3 und 5 m hohes Profil in mittel- bis feinkörnigen OMM-Pfohsanden mit Schräg-, Mulden- und Vorsetzschüttungen sowie einzelnen gesimsartig auswitternden Kalksandsteinbänkchen (Gall 1969; 1971, 59). Das Liegende der hier mit max. 8 m Mächtigkeit erhaltenen Meeresmolasse bilden hangabwärts mutmaßliche Obere Zwischenkalke der Zementmergel auf Höhe 482 m NN.

Im Hauptteil der Grube werden die Pfohsande mit z. T. scharfer Grenze von pleistozän umgelagerter OMM mit eingemengtem verlehmtem Lößanteil und Relikten abgetragener höherer OMM-Schichten, die vornehmlich aus einem mittel- bis grobkörnigem, sehr fossilreichem Kalksandstein bestehen, überlagert (Mächtigkeit wenige dm bis max. 1,5 m). Im südwestlichen Teil der Hauptgrube greift eine scharf begrenzte Tasche etwa 1,5 m tief in die Pfohsande herab; erfüllt ist sie mit pleistozän umgelagerten Pfohsanden, die bis 30 cm lange kantengerundete Komponenten aus Schill-Kalksandstein, z. T. mit intrafaziellen Geröllchen, Schluffsandbrocken mit Schichtung, bis 3 cm große Tonmergel-Gerölle, Ostreen und vorwiegend an der Basis lagig angeordnete kreidig-weißliche Kalkkonkretionen sekundärer Entstehung führen. Zum Hangenden geht die Taschenfüllung in einen OMM-reichen Lehm über.

Von besonderem litho- und biofaziellem Interesse sind die Schill-Kalksandstein-Komponenten, deren Anstehendes Gall (1969, 120; 1971, 59) im nunmehr völlig verfüllten westlichsten Teil einer im Westen sich anschließenden alten Sandgrube in Gestalt einer 2 m lang erschlossenen, 30—40 cm mächtigen und mit 45° nach SSE einfallenden Platte aus schnecken- und muschelreichem Kalksandstein vorfand.

Fast schon ganz wieder verwachsen war im Juni 1974 ein Profil im östlichen Teil der alten Grube, das folgende, Pfohsande und jüngere Sedimente der OMM umfassende Abfolge erkennen ließ (Abb. 2):

5) 0,2—0,3 m pleistozän umgelagerte OMM mit verlehmtem Lößanteil
4) 0,8—1,5 m Wechselfolge von dünn geschichteten, grüngrauen, mergeligen Feinsanden und Schluffmergeln: Schluffsande
3) 0,6—0,8 m mittel- bis grobkörniger, hellocker-grüngrauer Sand: Pfohsande, umgelagert
2) 0,3—0,4 m mittel- bis grobkörniger, grünlich-grauer Schill-Kalksandstein, sehr fossilreich
1) Bis 0,2 m erschlossene, mittel- bis grobkörnige, ockergelbe Sande: Pfohsande.

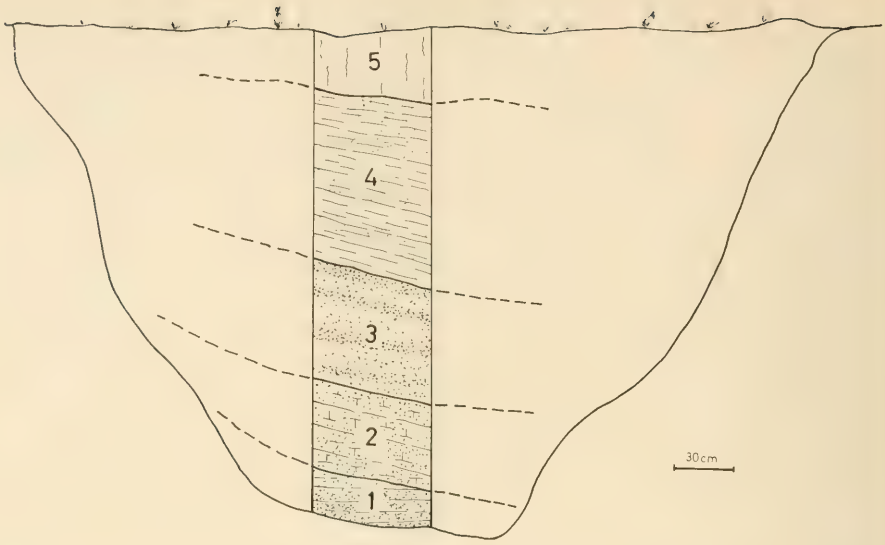


Abb. 2: In der Sandgrube 1 km SW Oberbechingen (Blatt 7328 Wittislingen; 35 98 560, 53 88 860) sind in Pfohsande des II. OMM-Zyklus' (1) unter Erosionsdiskordanz die Sedimente des III. Zyklus' (2—4) eingelagert. Schichtenbeschreibung siehe Text.

Der Schill-Kalksandstein besteht im wesentlichen aus umgelagertem Pfohsand-Material und Austern-Bruchschill; sekundär ist er stark mit Kalk infiltriert. Er führt reichlich Muschelschill, und zwar vorwiegend die Reste von Ostreen, Cardien und Cythereen; an Gastropoden wurden bisher vor allem Turritellen beobachtet. Von besonderer Bedeutung sind 3 auf dem Schill-Kalksandstein festsitzende *Balanus*-Kelche, die in der OMM bisher nur vom Seichtwasserbereich in unmittelbarer Küstennähe bekannt sind.

Während die Pfohsande der Schicht 1 (Abb. 2) horizontal geschichtet sind, fällt der mit deutlicher Diskordanz darüber folgende Schill-Kalksandstein-Horizont mit etwa 20 nach NW ein; die hangenden Schichten sind zunehmend flacher gelagert. Der Schill-Kalksandstein-Horizont läßt sich mit dem schon früher von Gall (1969, 1971) beschriebenen Teil zu einer etwa 10 m weit gespannten Mulde mit einem Reliefunterschied von mindestens 4 m verbinden. Er bildet die basale Schüttung in eine in die Pfohsande erodierte Mulde. Die Pfohsande müssen unmittelbar nach ihrer Ablagerung in einer Erosionsphase teilweise abgetragen und mit einem Relief überprägt worden sein. Damit liegt zwischen den Pfohsanden des II. OMM-Zyklus' und dem als Basis des III. Zyklus' aufgefaßten Schill-Kalksandstein-Horizont ein ausgeprägter Hiatus. Die Mulden des Reliefs wurden zu Beginn des III. Zyklus' zunächst mit umgelagertem Pfohsand-Material und zusammengeschwemmten Molluskenschalen erfüllt: Bildung des „Oberbechinger Horizontes" als Basis des III. Zyklus'. *Balanus*-Funde weisen dabei auf küstenartig seichte Ablagerungsbedingungen hin. Nach Plombierung des Reliefs — zum Teil noch mit umgelagertem und resedimentiertem Pfohsand — wurden darüber flächenhaft die feinkörnigen

Schluffsande des III. Zyklus' der OMM sedimentiert. Sie sind jedoch an dieser Lokalität bereits weitestgehend abgetragen. Die Höhenlage der Basisbildungen des III. Zyklus' beträgt hier ca. 490 m NN; sie liegen damit — trotz ihrer Einlagerung in das Relief — nur etwa 5 m unter dem Niveau des immerhin 8 km weiter im Norden erschlossenen Kliffpunktes Dischingen.

Vorübergehende Kornvergröberungen mitten in der feinkörnigen Sedimentfolge der OMM werden aus dem südlichen Vorries mehrfach in der Literatur erwähnt.

Nach einer Beobachtung HÜTTNER's (1961, 75) finden sich in die Schluffmergel des Dischinger Raumes scharf abgesetzte Bänkchen von teils lockerem, teils verfestigtem Mittel- bis Feinsand eingeschaltet. Manche dieser Bänkchen führen reichlich Muschelschill (vorwiegend Reste von Cythereen und Ostreen), auch Turritellen kommen vor. Balanen wurden nicht beobachtet, aber einzelne, z. T. sogar angebohrte kleinere Gerölle fanden sich. Besonders wird betont, daß sich diese Schillsandsteine auf Grund der charakteristischen Fossilgesellschaft und der feinerkörnigen Ausbildung jederzeit von denen der Basisschicht (des II. Zyklus') unterscheiden lassen. Diese Fazies mit Geröllchen und Makrofossilreichtum tritt völlig unvermittelt auf und hat weder in den liegenden noch in den hangenden Feinsedimenten irgendwelche Parallelen. Lithologisch und faunistisch stimmt sie weitestgehend mit der des „Oberbechinger Horizontes" überein. Gegen eine Parallelisierung der Schillsandsteine des Dischinger Raumes mit dem Basishorizont des III. Zyklus' spricht zunächst noch, daß HÜTTNER (1958, 1961) mehrere, von einander getrennte und ± durchgehende Grobhorizonte im Profil der Schluffsand-Serie vermutete; dabei bleibt zu berücksichtigen, daß von ihm das OMM-Profil wegen der sehr ungünstigen Aufschlußverhältnisse aus zahlreichen Einzelbeobachtungen kombiniert werden mußte. Neuere Gebietsbegehungen im Dischinger Raum zeigten jedoch, daß die Schillsandstein-Bänkchen nur deshalb in mehreren stratigraphischen Niveaus und innerhalb der Schluffsande aufzutreten scheinen, weil sie als Basisbildungen in ein unregelmäßig starkes Relief der Pfohsande eingelagert sind. Tatsächlich sind sie mit dem „Oberbechinger Horizont" altersgleich und leiten wie dieser als Basalfazies die Sedimentation des III. OMM-Zyklus' nach einer Erosionsphase ein. Die Höhenlage der Schillsandsteine am Michelsberg SW Dischingen — 1 km S Kliffinie — entspricht mit etwa 495 m NN dem Kliffniveau.

Gleichfalls im Raum Dischingen unterschied O. FRAAS (1869) in einem heute nicht mehr erschlossenen Bereich des Michelsberges ein „unteres und ein oberes Marines". Über 7 m Meeressanden („unteres Marines") lagerten ca. 90 cm mächtige Landschneckenkalke, darüber ein dünnes Kohlenbänkchen, „bei ganz ungestörter Lagerung" gefolgt von ca. 70 cm „fetten" (= tonigen) „Austernsanden" („oberes Marines"); den Abschluß des Profils bildeten Bunte Trümmermassen aus dem Ries. Die liegenden Sande sind mit HÜTTNER (1961, 76) auf Grund der Mächtigkeitsangaben Basissande und Pfohsande. Eine direkte stratigraphische Überlagerung der Pfohsande durch Landschneckenkalke konnten weder HÜTTNER (1958, 1961) noch GALL (1971) bei ihren Spezialkartierungen des Dischinger Raumes beobachten. Es kann trotzdem nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, daß die von O. FRAAS beobachtete Schichtenfolge tatsächlich primär und ungestört ist; auf Grund ihrer Fazies und stratigraphischen Position über den Pfohsanden könnten die Landschneckenkalke und das Kohlenflözchen durchaus während der Sedimentationsunterbrechung zwischen II. und III. Zyklus der OMM als lokale Bildungen entstanden

sein. Die „fetten Austernsande", in der beschriebenen Fazies mit der Basisschicht des II. Zyklus' nicht vergleichbar, würden dann — wofür auch das stratigraphische Niveau spräche — mit dem „Oberbechinger Horizont" korrelierbar sein. Allerdings müssen zu einer definitiven Entscheidung erst einmal derartige Sedimentabfolgen in nicht gestörten Gebieten gefunden werden; aus dem Raum Dischingen sind nämlich oberflächennahe Lagerungsstörungen der Molasseschichten infolge des Aufpralls und Überschiebens der Riesschuttmassen bekannt geworden, so daß die Lagerungsverhältnisse, nur scheinbar ungestört, auch durch riesische Aufschürfung und Vermengung von OMM-Material und OSM-Schichten entstanden sein könnten. Aber auch dann belegten die „fetten Austernsande" die Ausbildung einer dem „Oberbechinger Horizont" ähnlichen Schicht, die aus geologischen und faziellen Gründen — tonige Austernsande sind aus der Pfohsand-Serie unbekannt — nur der höheren OMM entstammen könnte.

Zu einer Zweiteilung der Meeresmolasse im Raum Dischingen mit Zwischenschaltung von Süßwasserkalken kam auch von Knebel (1903), doch ist sein Profil in der Mühlbergschlucht mit Hüttner (1961) sicherlich durch die Rieskatastrophe gestört.

Aus dem Gebiet W Reistingen erwähnt Gall (1971, 59) dünne Bänkchen aus schnecken- und muschelschillführendem Mittelsand und hält sie für Einschaltungen in schlecht erschlossenen Schluffsanden. Wie am Michelsberg bei Dischingen zeigen sie weitestgehende fazielle Übereinstimmung mit dem „Oberbechinger Horizont". Auch hier dürften sie als Basisbildungen des III. OMM-Zyklus' in einem ungleichmäßig ausgeprägten Relief der Pfohsande liegen.

Nicht auszuschließen ist, daß die gelegentlich im S- und SE-Vorries — etwa von Schalk (1957) — ausgeschiedenen fossilreichen Grobsand-Horizonte der OMM, die trotz ihrer anomal hohen Lage bei der von den Bearbeitern angenommenen autochthonen tektonischen Stellung als Basisschichten des II. Zyklus' gedeutet wurden, in Wirklichkeit den Basishorizont des III. Zyklus' darstellen.

b) Die hangenden Feinsedimente des III. OMM-Zyklus' — Schluffsande und Schluffmergel

Nach der Sedimentationsunterbrechung zwischen II. und III. OMM-Zyklus und der sich anschließenden Bildung des basalen Schill-(Kalk-)-sandstein-Horizontes wurden die Rinnen in der II. Abfolge zunächst noch mit aufgearbeiteten und resedimentierten Pfohsanden verfüllt, bis die feinkörnigen Sedimente des III. Zyklus' das Relief schließlich plombierten und flächenhaft darüber hinweggriffen (vgl. auch S. 196 f.).

Die hangenden Feinsedimente des III. OMM-Zyklus' sind die bekannten und von Hüttner (1958, 1961), Schetelig (1962) und Gall (1969, 1971) aus dem südlichen Vorries näher beschriebenen Schluffsande und -mergel: Gut geschichtet, hellgelblich-grünlich, kalkhaltig, glimmer- und chloritreich, Glaukonitgehalt makroskopisch kaum mehr nachzuweisen; zum Hangenden Korngröße ständig abnehmend und hoher Tongehalt noch zunehmend; mit verarmter, kleinwüchsiger Mikrofauna eines stark verbrackten Meeres (Gall 1974 b). Ausschließlich diese Schluffsand-Fazies tritt in den autochthonen OMM-Vorkommen auf, die über dem Niveau oder nördlich der Klifflinie liegen (vgl. S. 181 ff.).

Eine unerklärliche Ausnahme schienen zunächst die ca. 40 m über Kliffniveau liegenden OMM-Sedimente in der Sandgrube nahe der Goldbergalm WSW Lutzingen zu machen, die zuletzt von Winkler (1966) als autochthone Pfohsande beschrieben wurden. Eine auf die Klärung der tektonischen Stellung dieser Pfohsande abzielende Untersuchung der Grube er-

gab den Nachweis einer latenten Steilstellung der feingeschichteten Sande (100—110°/60—70° S) sowie einer lokalen Vermengung mit Bunter Breccie und damit der vermuteten ortsfremden Lagerung durch riesische Aufschürfung. Auf Grund der großen Höhenlage kann m. E. eine Verbindung der Pfohsande mit dem autochthonen Molasse-Untergrund — parautochthone Verstellung — ausgeschlossen werden.

Die Schluffsande bis Schluffmergel schließen die Sedimentation des III. Zyklus' und damit der gesamten Meeresmolasse nach oben hin ab. Vor allem durch die ihrer Ablagerung unmittelbar folgende Abtragung während der oberhelvetischen Freilegung zwischen OMM und OSM (u. a. Gall 1971, 69 ff.) wurden sie bereits wieder stark reduziert oder nahezu völlig entfernt. Da sie in ihren Relikten später mit OSM und Riestrümmermassen — dadurch gelegentlich auch riesisch gestört — überdeckt wurden, konnten sie sich zwar lokal bis heute erhalten, sind dadurch jedoch aber auch nur schwer faßbar.

C. Beziehungen zum Molassebecken

Die engen Beziehungen der OMM-Ablagerungen am Albsüdrand mit denen im Molassebecken lassen erwarten, daß sich eine Meerestransgression auf der Alb mit weitem Überschreiten der Klifflinie nach Norden im Zuge eines jüngsten, III. Zyklus' auch in den Sedimentprofilen des Beckeninneren widerspiegelt.

Nach der lithofaziellen Parallelisierung von Hüttner (1961) — vgl. auch S. 193 — sollte die Sedimentfolge der OMM im Bereich des Vorrieses den Ablagerungen des II. Zyklus' im Molassebecken entsprechen. Der „Oberbechinger Horizont" als Basis eines III. Zyklus' liegt nun auf der Alb zwischen Pfohsanden und Schluffsanden, was im Beckeninneren einem stratigraphischen Niveau innerhalb der Feinsandserie (Lemcke et al. 1953; = Deckschichten Kiderlen's 1931) gleichkommen würde. In der Schichtenfolge der Feinsandserie müßten sich demnach gleichermaßen ± scharf abgesetzte, vorübergehende Faziesänderungen in Form von Kornvergröberungen und Makrofossilanhäufungen finden, die letztlich eine Absenkung des nördlichen Vorlandes und den damit verbundenen Meeresvorstoß nach Norden — wie bei den beiden älteren OMM-Abfolgen — anzeigen würden.

Es ist anzunehmen, daß eine solche Senkung des Albkörpers unter gleichzeitiger Hebung im Beckeninneren — ähnlich wie bei der Entstehung des Baltringer Horizontes zu Beginn des II. Zyklus' (Volz 1953, 207 f.) — verlief, die zwar das Molassebecken flacher werden aber trotzdem weiter nach Norden vorgreifen ließ. Die grobkörnigen Basislagen des III. Zyklus' am Albsüdrand und die zu erwartenden Grobsandlagen im Beckeninneren würden demnach dem gleichen tektonischen Ereignis ihre Entstehung verdanken und wären somit annähernd altersgleich.

In der Tat sind nun von Lemcke et al. (1953, 24 ff.) innerhalb der Feinsandserie des Beckeninneren — einer Folge von Fein- und Staubsanden mit gelegentlichen Einschaltungen von Sandmergeln — in den Profilen von Erdölbohrungen die erwarteten Kornvergröberungen beschrieben worden; dabei handelt es sich um vorübergehende gröberkörnige Sedimenthorizonte mit reicher Fossilführung. In der Bohrung Aichach CF 1004 erscheint 24 m über dem Baltringer Horizont eine 1,2 m mächtige Feinsandschicht mit Schalentrümmern und etwa 6 m über ihr eine 0,2 m mächtige Kornvergröberung, ebenfalls mit Schalenresten. Auch in Hohenzell CF 1001 liegt 43 m über dem Baltringer Horizont eine 8 cm mächtige Sandmergelbank

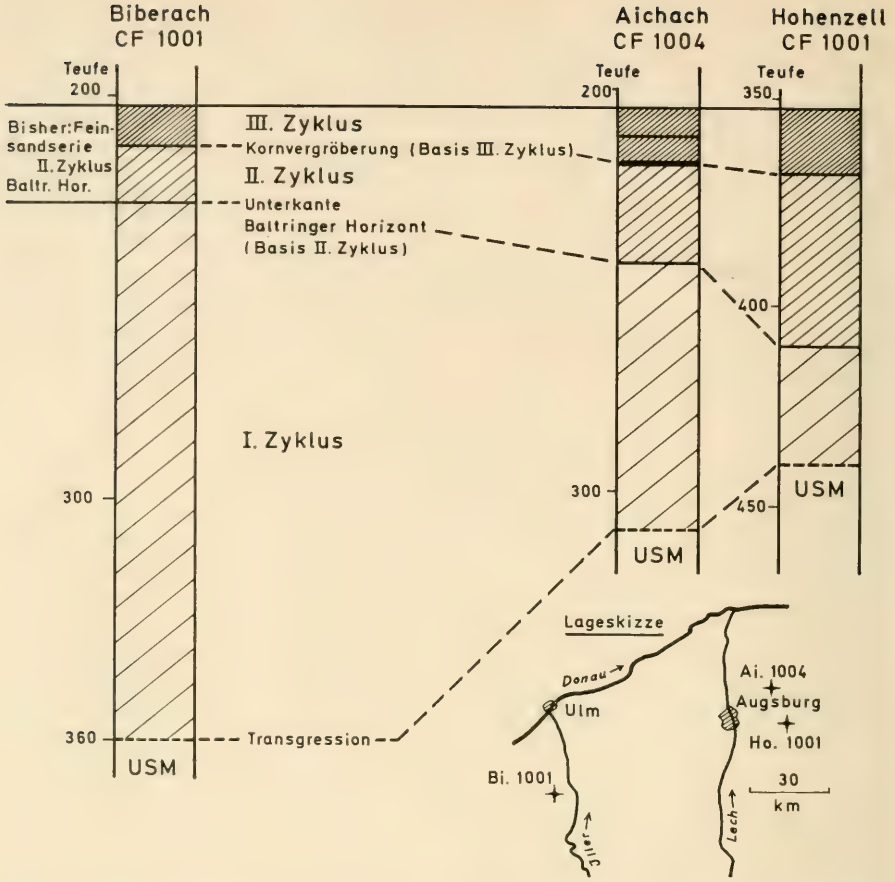


Abb. 3: Vereinfachte OMM-Profile von CF-Bohrungen im Molassebecken (nach Lemcke et al. 1953), in denen Kornvergröberungen mit reicher Makrofossilführung innerhalb der bisherigen Feinsandserie des II. OMM-Zyklus' den Basishorizont des III. Zyklus' repräsentieren.

mit Schalentrümmern und in Biberach CF 1001 findet sich 13,7 m über dem Baltringer Horizont eine 10 cm mächtige Staubsandbank mit spärlichen Fossilresten (Lemcke et al. 1953, 24; Abb. 3). Im übrigen — so wird ausdrücklich betont — ist die Schichtenfolge gleichmäßig feinkörnig und frei von Makrofossilien. Kornvergröberungen mit Schalenfragmenten mitten in der Feinsandserie sind damit bisher über einen größeren Raum der westlichen Vorlandsmolasse bekannt. In seinem inneren Aufbau zeigt dieser Grobhorizont weitgehende Übereinstimmung mit der Basisschicht des II. Zyklus', dem Baltringer Horizont (Lemcke et al. 1953, 22 ff.): Wie dieser tritt auch die in einem höheren stratigraphischen Niveau gelegene Grobfazies als eine schlagartig einsetzende Kornvergröberung mit Schalentrümmern in Erscheinung — wenngleich in etwas abgeschwächter Form, und sie weist gleichfalls

starke Mächtigkeitsschwankungen auf, kann lokal auch fehlen. Gröberes Korn und Fossilreichtum fallen in der sonst feinkörnigen und an Makrofossilien freien Serie zusammen; die Grobfazies kann jedoch in den einzelnen Bohrprofilen in verschiedenen Niveaus auftreten, wie dies auch beim Baltringer Horizont bekannt ist. Eine gewisse Uneinheitlichkeit zeigt sich auch darin, daß sogar zwei (Aichach CF 1004) Maxima der Kornvergröberung und Fossilführung — wie beim Baltringer Horizont — auftreten können, so daß dann der gesamte Komplex als Ganzes betrachtet werden muß. Die Mächtigkeit schwankt damit zwischen 8 cm und maximal etwa 7,5 m, was etwa 50 % der Maximalmächtigkeit des Baltringer Horizontes entspricht. Im randnächsten Profil der Bohrung Aichach in Mächtigkeit und Fazies am ausgeprägtesten, scheint der Grobhorizont beckenwärts an Deutlichkeit zu verlieren. Ein wie beim Baltringer Horizont beobachtetes, rasches Schwächerwerden der faziellen Merkmale nach E läßt sich nicht erkennen, allerdings sind die Beobachtungsdaten für eine definitive Entscheidung dieser und auch anderer Fragen noch nicht ausreichend.

In den CF-Bohrungen Biberach und Aichach (Abb. 3) liegt die Kornvergröberung bzw. deren Unterkante nur wenig über der Mitte des Profils der Feinsandserie, in Hohenzell trennt sie ein oberstes Viertel dieser Serie ab. Es bleibt jedoch zu berücksichtigen, daß auch die OMM im nördlichen Teil des Beckeninneren nach der Regression des Molassemeeres durch Abtragungsvorgänge im Oberhelvet stark reliefiert und reduziert worden sein muß (Lemcke et al. 1953, Rutte 1955), so daß eine wesentlich größere Primärmächtigkeit der Sedimente über dem Grobhorizont anzunehmen ist.

Aus den Mächtigkeitsänderungen der jeweiligen Sedimentserien der einzelnen Zyklen in den Bohrungen des Beckeninneren scheint sich auch eine deutliche Verschiebung des Trogtieferen von Westen nach Osten zu ergeben.

Der in den CF-Bohrungen belegte Grobhorizont entspricht dem „Oberbechinger Horizont" am Albsüdrand und stellt damit die Basisbildung des III. OMM-Zyklus' im Beckeninneren dar. Aus den Bohrprofilen und aus deren Beschreibungen ergeben sich keine Hinweise, daß zwischen II. und III. Zyklus im Molassebecken eine Sedimentationsunterbrechung wirksam war wie auf der Alb; trotzdem könnte auch hier ein Hiatus deutlich ausgeprägt sein, der bei den punktuellen CF-Bohrungen aber noch nicht erfaßt werden konnte. Andererseits ist er nicht zwingend zu fordern, denn während der Albsüdrand eine Hebung bis an die Trockenlegung erfuhr, könnte das Beckeninnere nur eine längere Phase seichteren Wassers durchgemacht haben.

D. Die zyklische Entwicklung der OMM (Abb. 4)

Nach einer längeren Festlandsperiode löste eine regionale Absenkung — wahrscheinlich gegen Ende des Burdigals — im Molassebecken die Transgression des I. Zyklus' der OMM nach Norden bis zu einer „inneren Küstenlinie" (nach Roll 1935) aus. Dessen grobe Basisschichten sind dort sicherlich bereits helvetischen Alters — selbst in der weit im Molassebecken gelegenen Erdöl-Aufschlußbohrung Scherstetten 1 SW Augsburg wird der ganze I. Zyklus ins Helvet gestellt (Roll et al. 1955) — und gehen rasch in feinerkörnige Ablagerungen (Sandmergelserie) über, die als Sedimente des tieferen Wassers weitere Absenkung belegen (Lemcke et al.

1953). Am Ende des I. Zyklus' wurde im Molassebecken die negative Krustenbewegung durch eine positive ersetzt, die sich im unvermittelten Einsetzen der groben Seichtwasserfazies an der Basis des II. Zyklus' (Baltringer Horizont) widerspiegelt. Gleichzeitig wurde jedoch am Albsüdrand die etwa seit der Wende Aquitan/Burdigal währende Heraushebung, die die Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse beendet hatte, von einer regionalen Absenkung abgelöst. Ihren groben Basissanden (Basisschicht) folgen rasch Feinsedimente (Pfohsande), die als Ablagerungen tieferen Wassers weitere Absenkung belegen. Zur gleichen Zeit stellte sich auch im Beckeninneren nach der positiven Krustenbewegung bei Bildung des Baltringer Horizontes wieder Absenkung ein, die zur Sedimentation einer feinkörnigen Abfolge (Feinsandserie, tieferer Teil unter dem Grobhorizont) führte. Der Sedimentationsraum dieses II. OMM-Zyklus' reichte auf der Alb nach Norden bis zur geradlinig verlaufenden Klifflinie.

Durch eine erneute regionale Heraushebung des Beckentieferen etwa im mittleren Helvet wurde noch nicht — wie bisher angenommen — die endgültige Regression des OMM-Meeres eingeleitet, sondern es bildeten sich als Seichtwasserfazies die bisher in 3 Bohrprofilen nachgewiesenen Grobsedimente, die die Basis des III. Zyklus' repräsentieren. Ob diese positive Krustenbewegung bis zu einer Abtragung und Reliefierung der Meeresmolasse im Beckeninneren führte, kann bei dem derzeitigen Wissensstand nicht entschieden werden. Gleichzeitig mit dieser Heraushebung des

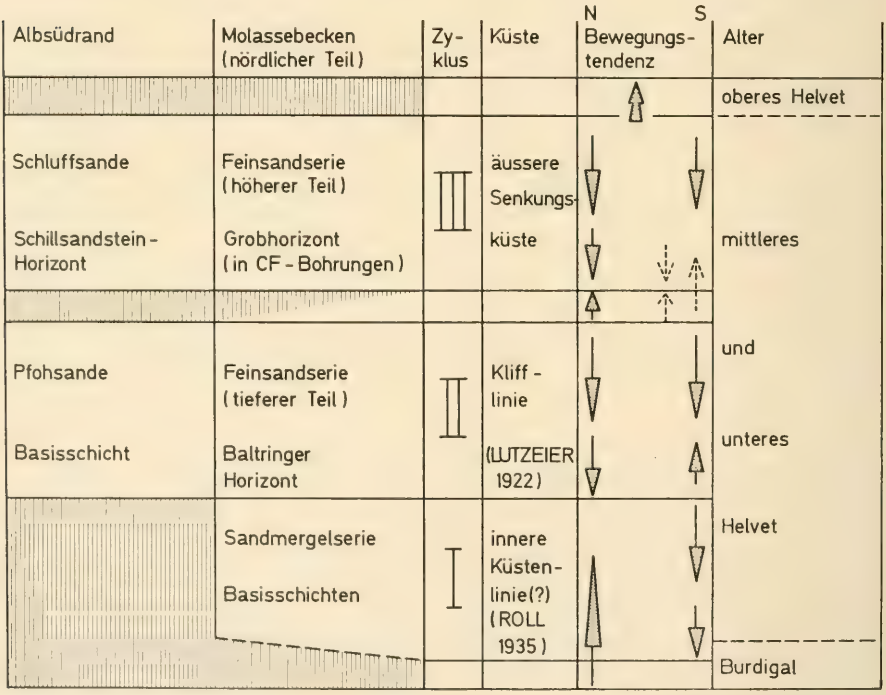


Abb. 4: Die zyklische Entwicklung der Oberen Meeresmolasse am Südrand der Alb und im Molassebecken (Sedimentationsunterbrechungen schraffiert).

Beckens vollzog sich zunächst einmal auch eine Hebung seines nördlichen Randbereiches; dort wurde die Mächtigkeit der Pfohsande des II. Zyklus' in einer kräftigen Erosions- und Reliefbildungsphase durch Abtrag reduziert. Die dieser Sedimentationsunterbrechung folgende starke und rasche Absenkung des Molasse-Nordsaumes führte zunächst zur Bildung des Basishorizontes des III. OMM-Zyklus' („Oberbechinger Horizont") und zur teilweisen Plombierung des Reliefs mit umgelagerten Pfohsanden. Zum Hangenden folgen feinkörnige Sedimente (Schluffsande bis Schluffmergel), die eine Fortsetzung der Absenkungstendenz am Albsüdrand zum Ausdruck bringen. Aber auch im Beckeninneren stellte sich gleichzeitig wieder Absenkung und damit Sedimentation von Feinsanden (Feinsandserie, höherer Teil über dem Grobhorizont) ein. Dieser III. Zyklus der OMM erweiterte den bisherigen Ablagerungsraum beträchtlich nach Norden bis über die Klifflinie des II. Zyklus' hinaus in die Kuppenalb, wo eine äußere, reich gebuchtete Küste in der ertrunkenen Kuppenalb-Landschaft angenommen werden muß; diese dürfte mindestens 50 Höhenmeter über dem Niveau der Klifflinie und damit — abhängig vom Relief — entsprechend weit nördlich von ihr liegen.

Erst jetzt, etwa am Ende des Mittelhelvet, erfaßte eine erneute, besonders kräftige positive Krustenbewegung den gesamten Molasseraum und führte die endgültige Regression des Molassemeeres herbei. In dieser Phase der Heraushebung und Freilegung zwischen OMM und OSM wurde im heutigen Donauraum die Ausformung der oberhelvetischen Graupensandrinne vollzogen, im unmittelbar nördlich angrenzenden Raum fielen die unverfestigten OMM-Sedimente im Bereich der Flächenalb teilweise, im Bereich der Kuppenalb anscheinend sogar nahezu quantitativ der Abtragung zum Opfer. Auch im Beckeninneren lassen sich nach Kiderlen (1931), Lemcke et al. (1953) und Rutte (1955) oberhelvetische Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge der OMM belegen, so daß deren Sedimentfolge im nördlichen Bereich ihres ursprünglichen Ablagerungsraumes auf keinen Fall in flächenhafter und vollständiger Erhaltung erwartet werden darf. Während sie im Vorries später durch Riesschutt konserviert werden konnten, scheinen sie auf der Schwäbischen Alb gänzlich abgetragen zu sein. Gerade dort aber — und im Inneren des Molassebeckens — wird man nun bestrebt sein müssen, weitere Belege für den jüngsten, III. Vorstoß des Molassemeeres zu finden.

Angeführte Schriften

Ammon, L. v.: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie. — Geogn. Jh., **16** (1903), 145—184, 16 Abb., München 1904.

Andritzky, G.: Geologische Untersuchungen im Ries auf Blatt Ebermergen. — Dipl.-Arb. Univ. München, 50 S., 5 Abb., 1 geol. Karte, München 1959 — [Mskr.].

Andritzky, G.: Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3**, 73—82, 3 Abb., München 1963.

Fesefeldt, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger Geol. Abh., **46**, 80 S., 30 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 1 geol. Spezialkarte, Erlangen 1962.

Fraas, O.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Giengen. 17 S., Stuttgart 1869.

Gall, H.: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Diss. Univ. München, 156 S., 17 Abb., 1 geol. Karte, München 1969 — [Mskr.].

Gall, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. — 186 S., 17 Abb., 6 Tab., München 1971.

Gall, H.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des südöstlichen Vorrieses zwischen Höchstädt a. d. Donau und Donauwörth. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **145**, 1, 58 bis 95, Stuttgart 1974 — [1974a].

Gall, H.: Neue Daten zum Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse (Helvet) im südlichen Vorries. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **14**, 81—101, 2 Abb., München 1974 — [1974b].

Hüttner, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. — Diss. Univ. Tübingen, 347 S., 74 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Tübingen 1958 — [Mskr.].

Hüttner, R.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, 49—125, 5 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Freiburg i. Br. 1961.

Hüttner, R.: Bunte Trümmermassen und Suevit. — Geologica Bavarica, **61**, 142—200, 26 Abb., 2 Beil., München 1969.

Hüttner, R., H. Schmidt-Kaler & W. Treibs: Geologische Übersichtskarte des Rieses und seiner Umgebung 1:100 000. — Exkursionsführer zur Geologischen Übersichtskarte des Rieses 1:100 000, 68 S., 14 Abb., 1 Beil., 1 geol. Karte, München 1970.

Jaeckel, S.: Die Muscheln und Schnecken der deutschen Meeresküsten. — 67 S., 47 Abb., 7 Taf., Leipzig 1952.

Jahnel, Ch.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, SW-Teil des Positionsblattes 489 Ebermergen. — Dipl.-Arb. Univ. München, 56 S., 12 Abb., 1 geol. Karte, München 1966 — [Mskr.].

Kiderlen, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **66**, B, 215—384, 15 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1931.

Knebel, W. v.: Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges., **55**, 236—295, 8 Abb., Berlin 1903.

Koken, E.: Bemerkungen über das Tertiär der Alb. I. — Cbl. Mineral. etc., **1900**, 145—152, Stuttgart 1900.

Lemcke, K., W. v. Engelhardt & H. Füchtbauer: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**, 109 S., 31 Abb., 9 Taf., 72 Tab., Hannover 1953.

Lutzeier, H.: Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **46**, 117—180, 3 Abb., Stuttgart 1922.

Mall, W.: Geologische Untersuchungen auf Blatt Giengen (Schwäbische Ostalb). — Dipl.-Arb. TH Stuttgart, 100 S., 20 Abb., 6 Taf., 1 geol. Karte, Stuttgart 1959 — [Mskr.].

Mall, W.: Die Geologie der Blätter Dettingen am Albuch und Giengen an der Brenz 1:25 000 (Schwäbische Alb). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. TH Stuttgart, N. F. **54**, 210 S., 24 Abb., 5 Tab., 6 Taf., Stuttgart 1968.

Moos, A.: Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. — Geogn. Jh., **37** (1923/24), 167—252, 2 Taf., 1 Karte, München 1925.

Nathan, H.: Das Tertiär im südlichen bayerischen Vorries. In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000, 42—45, München 1955.

Reiff, W.: Beiträge zur Geologie des Albuchs und der Heidenheimer Alb (Württemberg). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. TH Stuttgart, N. F. **17**, 143 S., 10 Abb., 1 Beil., Stuttgart 1958.

Roll, A.: Beobachtungen längs der Küste des burdigalen Meeres auf der Schwäbischen Alb. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, 281—307, 8 Abb., Berlin 1935.

Roll, A. und Mitarbeiter: Die Erdölaufschlußbohrung Scherstetten 1 südwestlich Augsburg. — Geologica Bavarica, **24**, 176 S., 33 Abb., 3 Taf., München 1955.

Rutte, E.: Der Albstein in der miozänen Molasse Südwestdeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **105** (1953), 360—383, 3 Abb., 1 Taf., Hannover 1955.

Schalk, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, 107 S., 80 Abb., 3 Taf., 1 geol. Karte, München 1957.

Schetelig, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., 25 Abb., 1 geol. Karte, München 1962.

Schröder, J. & R. Dehm: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben, **5**, 147 S., 3 Abb., 5 Taf., 1 geol. Karte, Augsburg 1950.

Starmühlner, F.: Zur Molluskenfauna des Felslitorals bei Rovinj (Istrien). — Malacologia, **9** (1), 217—242, 8 Taf., Wien 1969.

Volz, E.: Geologische Untersuchungen in der tertiären Molasse des Saulgauer Gebietes. — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., **97**, 189—219, Stuttgart 1953.

Weiger, K.: Beiträge zur Kenntnis der Spaltenausfüllungen im weißen Jura auf der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **64**, 187—248, 1 Taf., 10 Fig., Stuttgart 1908.

Winkler, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im südlichen Vorries auf Blatt Höchstädt a. d. Donau. — Dipl.-Arb. Univ. München, 53 S., 8 Abb., 1 geol. Karte, München 1966 — [Mskr.].

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 15 | 207—228 | München, 15. 9. 1975

Reuter sche Blöcke — außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns

Von Horst Gall & Dieter Müller[1])

Zusammenfassung

Die Reuterschen Blöcke im Alpenvorland — Fremdgesteine vorwiegend aus Kalken des oberen Weißjura in fränkisch-schwäbischer Fazies — sind auf Grund ihrer Lagerung, Gesteinsausbildung und Beanspruchung ganz verschiedener Herkunft.

Innerhalb der jungtertiären OSM treten sie in mindestens 2 Horizonten auf, einer Lage unterhalb und einer weiteren etwa im Niveau der Bentonite. Die untere zeigt autochthone Züge, ist wahrscheinlich älter als der Ries-Krater und kann auf ein vulkanisches Ereignis oder einen Impakt innerhalb des Molassebeckens zurückgeführt werden. Die wesentlich seltener überlieferte obere Lage darf als zeitgleich mit der Rieskatastrophe betrachtet werden und ist voraussichtlich von umgelagerten Trümmermassen abzuleiten, die heute noch als Einschaltung innerhalb der OSM des Donau-Raumes auftreten. Zur endgültigen Klärung sind bessere feinstratigraphische Kenntnisse der OSM erforderlich.

Die Reuterschen Blöcke an der Basis quartärer Schotter stammen teilweise unmittelbar aus Ries-Trümmermassen im Liegenden (vor allem Donau-Raum), teilweise aus Brockhorizonten in der OSM (südliche Zusamplatte, Hohenrieder Schotterterrassentreppe, Isar- und Ampertal N München); teilweise sind sie von der Donau bis aus ihrem Quellgebiet glaziofluviatil antransportiert (nördliche Zusamplatte, heutiges Donautal). Eine Beurteilung im Einzelfall setzt sorgfältige Untersuchungen voraus.

Während bei einigen Vorkommen eine sehr genaue Ermittlung der Herkunft gelingt, ist dies in den meisten Fällen, vor allem im Haupt-Fundgebiet auf der nördlichen Zusamplatte, nicht möglich. Gerade hier muß vor Verallgemeinerungen besonders gewarnt werden.

Summary

The Reuter Blocks of Alpine forelands, which are foreign rocks here and most of which are composed of upper Upper Jurassic limestones of Franconian-Suebian facies, are considered on ground of their bedding, rock petrology and tectonic structures to be of different origins.

[1]) Dr. H. Gall, Dr. D. Müller, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

They are to be found in Upper Tertiary Upper Freshwater Molasse sediments in at least two layers, one lower and the other in the horizon corresponding approximately to that of bentonites. The lower one showing autochthonous characteristics, is probably older than the Ries Crater and can be attributed either to a volcanic eruption or to an impact in Molasse Basin. The other one, the rarely preserved upper layer, is considered to be of same age as the Ries catastrophe and is probably to be derived from the redeposited Ries debris rocks ("Ries-Trümmermassen") which are found to occur still today as intercalations in the Upper Freshwater Molasse in the area of the Danube Valley. To solve this problem a more exact knowledge of the minute stratigraphy of Upper Freshwater Molasse is necessary.

The REUTER Blocks found at the base of quarternary gravels are derived partly directly from the Ries debris rocks forming the base (particularly in Danube area), partly from Brock beds in the Upper Freshwater Molasse (in southern part of "Zusamplatte", in "Hohenrieder Terrassentreppe" and in Isar and Amper Valleys north of Munich), and a part consists of those which have been transported fluvioglacially by the Danube River from right out of its headwater area (in northern "Zusamplatte" and in the present Danube River Valley). Exact investigations are a prerequisite for making the decision in individual cases.

Whereas, in case of certain deposits the origin can be identified exactly, in most cases this is not possible, specially in the area of the major finds in northern "Zusamplatte". Here, one must be particularly cautious in generalizing.

Inhalt

A. Einführung 208
B. Lagerung und Herkunft der REUTERschen Blöcke 209
1. Lagerung innerhalb der OSM 209
1.1 Horizont unter den Bentoniten 210
1.2 Horizont im Niveau der Bentonite 213
1.3 Herkunft der REUTERschen Blöcke innerhalb der OSM 213
2. Lagerung an der Basis quartärer Schotter 215
2.1 Umlagerung aus der OSM 215
2.2 Umlagerung aus Ries-Trümmermassen 220
2.3 Glaziofluviatiler Transport aus dem Anstehenden 221
Angeführte Schriften 226

A. Einführung

Als REUTERsche Blöcke werden — in Anlehnung an REUTER (1926), der sich als erster näher damit befaßt hat — die schon PENCK (1901, 50) bekannten außeralpinen Weißjura-Blöcke bezeichnet, die vor allem an der Basis quartärer Schotter, aber auch horizontgebunden innerhalb der jungtertiären Oberen Süßwassermolasse (abgekürzt OSM) des nördlichen Alpenvorlandes auftreten. Besonders zahlreich sind sie in den quartären Schottern der Iller-Lech-Platte von Ulm im Westen bis Pöttmes im Osten sowie in quartären Donauschottern südlich des Nördlinger Rieses zu finden. Vergleichbare Vorkommen sind jedoch auch aus den Schottern des Donautales zwischen Regensburg und Straubing bekannt geworden. Außerdem finden sich der-

artige Gesteinsblöcke auch in der anstehenden OSM zwischen dem Bodensee-Gebiet im Westen und — z. T. später umgelagert — dem niederbayerischen Tertiär-Hügelland im Osten. Es handelt sich in der Regel um schlecht gerundete Weißjura-Massenkalkblöcke von 20—40 cm, vereinzelt bis 200 cm maximaler Kantenlänge; daneben tritt — örtlich und untergeordnet — auch anderes Material auf, wie Kalke des oberen Braunen und tieferen Weißen Jura, Kalksandsteine der Oberkreide, jungtertiäre Basalte u. a.. Ihre Herkunft wurde bislang sehr unterschiedlich gedeutet: umgelagerte Auswürflinge aus dem Nördlinger Ries (z. B. Branca & Fraas 1907, Reuter 1926), Zeugen eines Molasse-Vulkanismus (Stephan 1952), glaziofluviatil transportiertes Material einer (pliozän-)pleistozänen Donau (Zenetti 1913; Seemann 1939; Scheuenpflug 1970, 1973). Ausführlichere Angaben hierzu finden sich bei Schaefer (1957) und Scheuenpflug (1970). Für vergleichbare Vorkommen in der OSM der Ostschweiz nimmt Hofmann (1973a, b) Auswurf durch einen im Molassegebiet einschlagenden Himmelskörper, zeitgleich mit dem Ries-Impakt, an. Doch während bisher jede der genannten Hypothesen die Deutung nahezu sämtlicher Reuterscher Blöcke für sich in Anspruch nahm, beginnt sich in jüngster Zeit mehr und mehr die Einsicht durchzusetzen, daß nebeneinander mit allen 3 skizzierten Möglichkeiten der Herkunft gerechnet werden muß. Im Einzelfall kann eine Beurteilung, welche Entstehungsmöglichkeit zutrifft, nur unter Berücksichtigung aller geologischer und geographischer Daten getroffen werden, sofern sie überhaupt möglich ist.

B. Lagerung und Herkunft der REUTERschen Blöcke

Die Vorkommen der Reuterschen Blöcke können nach ihrem stratigraphischen Auftreten zunächst in zwei Hauptgruppen gegliedert werden:

a) Brockhorizonte oder Einzelfunde innerhalb der OSM (geringere Zahl),
b) Basislagen quartärer Schotter der Donau und ihrer südlichen Nebenflüsse (Hauptmasse).

Innerhalb beider Gruppen ist eine weitere Gliederung möglich. Die Funde innerhalb der OSM können nur als — fluviatil etwas umlagerte — Auswürflinge aus dem Ries, zeitgleichen Impaktkratern oder autochthonen Molassevulkanen gedeutet werden. Bei den zahlenmäßig weitaus überwiegenden Vorkommen in quartären Schottern kommt neben Umlagerung solcher Blöcke aus der OSM sowie anstehenden Riestrümmermassen zusätzlich noch direkter glaziofluviatiler oder fluviatiler Transport aus dem Anstehenden (Schwäbische Alb) in Betracht.

1. Lagerung innerhalb der OSM

Reutersche Blöcke innerhalb der OSM treten nach bisheriger Kenntnis zumindest in 2 stratigraphisch verschiedenen Horizonten auf, deren Datierung allerdings noch nicht ganz gesichert ist:

a) innerhalb der mittleren Serie (Dehm 1951),
b) am Top derselben etwa im Niveau der Bentonite.

Ergibt sich schon hieraus eine Mehrphasigkeit der Förderung und somit wenigstens für einen der beiden Horizonte eine außerriesische Herkunft durch ortsgebun-

denen Vulkanismus (Stephan 1952) oder Impakt-Krater innerhalb der OSM (Hofmann 1973a, b), so wird dies noch bekräftigt durch ihre z. T. abweichende Größe und Zusammensetzung (z. B. Gallenbach — Stephan 1952).

1.1 Horizont unter den Bentoniten

Die meisten der bisher aus der OSM bekannten Brockhorizonte liegen unterhalb der im Molassebecken verbreiteten Bentonite: Gallenbach und Umgebung (Stephan 1952), St. Gallen (Büchi & Hofmann 1945, Hofmann 1973a, b) und wahrscheinlich auch Agawang bei Augsburg (Scheuenpflug 1973), und zwar ca. 30 m (Gallenbach) bis 70 m (St. Gallen).

Weiskirchner (1972) unterscheidet in seiner Gliederung der Vulkanite im Hegau die Basisbentonite mit ca. 14,6 ± 0,6 Mio a, denen er die Hauptzahl aller im Molassebecken bekannten Vorkommen (Le Locle, Ostschweiz, Hegau, Augsburg, Landshut etc.) zuordnet, von den nur im Gebiet des Hohenstoffeln nachgewiesenen Oberen Bentoniten mit ca. 12,4 ± 0,6 Mio a. Er deutet sie, wie zuvor schon Siegl (1948) und Hofmann (1951), als umgewandelte Glastuffe saurer Magmen eines ortsgebundenen Molassevulkanismus mit höchstens örtlicher Beteiligung von verblasenem Ries-Material. Gentner & Wagner (1969) erachten die Bentonite auf Grund ihrer Spaltspurenalter (14,6 ± 0,8 Mio a) für zeitgleich mit den Ries-Sueviten (14,0 ± 0,6 Mio a) und deuten sie als verwitterte Produkte eines Mikrotektitenregens aus dem Ries. Wenn auch über die Herkunft das letzte Wort noch nicht gesprochen ist, so scheinen doch zwischen Bentoniten und Ries-Sueviten höchstens geringfügige Altersunterschiede zu bestehen, so daß sie als gute Zeitmarken des Ries-Impakts im Molassebecken dienen können.

Hierfür spricht auch ihre stratigraphische Position innerhalb der OSM.

Die Bentonite Niederbayerns treten am Top des Nördlichen Vollschotters (abgekürzt NVS) im Niveau der Sandmergeldecke auf, die die Grenze zwischen der mittleren und jüngeren Serie i. S. v. Dehm (1951) markiert (vgl. etwa Herold 1969). Ein längerer Hiatus an dieser präriesischen Erosionsphase (u. a. Hüttner 1961; Birzer 1969; Gall 1971a, 1974) (vgl. Grimm 1957); auch die Größe der Proboscidier-Arten ändert sich — aus bisher noch nicht ganz bekannten Ursachen — sprunghaft (Dehm 1963, 20). Die Zuordnung der Sandmergeldecke selbst ist noch etwas problematisch; so wird sie lokal durch einen Verwitterungshorizont vom NVS im Liegenden getrennt (z. B. Herold 1969), während sie an anderen Stellen anscheinend kontinuierlich sich aus diesem entwickelt. Damit könnte sie sowohl als Feinschüttung der ausklingenden Sedimentation des NVS, aber auch als selbständige Ablagerung zwischen NVS und der darüber folgenden, wesentlich jüngeren Hangendserie aufgefaßt werden.

Im Ries-Gebiet werden die Ablagerungen der älteren OSM von den Auswurfsgesteinen Bunte Trümmermassen und Suevit durch einen deutlichen Hiatus getrennt. Während dieser präriesischen Erosionsphase (u. a. Hüttner 1961; Birzer 1969; Gall 1971a, 1974) haben sich die Flüsse z. T. bis 150 m tief in die Alb eingeschnitten. Die jüngsten von Riestrümmermassen noch bedeckten OSM-Ablagerungen — die Oggenhausener Sande im Gebiet E Heidenheim/Brenz — führen eine Proboscidierfauna der mittleren Serie (vgl. Gall 1971b, 317). Eine solche ist aber auch aus den Süßwasserkalken des „Rezat-Sees" von Georgensgmünd (S Nürnberg) bekanntgeworden (z. B. Dorn 1939), die mit Birzer (1969) als älteste Sedimente unmittelbar nach der Ries-Katastrophe aufzufassen sind. Einige Zeit später setzte die Sedimentation der OSM im Riesgebiet erneut ein, wobei das Relief bis über 150 m hoch verschüttet wurde (Postriesische Plombierung — Schröder & Dehm 1950). Ihre Ablagerungen haben sich stellenweise noch bis heute erhalten. OSM i. e. S. wurde, un-

terlagert von Bunten Trümmermassen, auf einer Anhöhe NE Graisbach (E Donauwörth) 150 m über Donau-Niveau angetroffen (Gall 1971b). Die von Norden geschütteten Monheimer Höhensande (Dehm 1931), die in vergleichbarer Position weiter nördlich noch flächenhaft verbreitet sind, haben einen Proboscidierrest der jüngeren Serie geliefert (Gall & Müller 1970).

Damit fällt das Ries-Ereignis in die Sedimentationspause zwischen mittlerer und jüngerer Serie der OSM, die allerdings hier am Beckennordrand länger gedauert haben könnte als im Zentrum. Die angeführten paläontologischen Belege sprechen — in erster Näherung — für eine Datierung an den Beginn des Hiatus im Becken selbst und damit ungefähr in das Niveau der Bentonite.

Die Brockhorizonte unter den Bentoniten müssen dann aber älter als das Riesereignis sein und können nicht von diesem abgeleitet werden. Besonders gut kann dies am Horizont von Gallenbach gezeigt werden.

Die von Penck (1901, 50) von „Markt unterhalb Augsburg" und aus der „Gegend von Aichach" ohne genauere Fundortsangabe erwähnten fremdartigen Gesteinskomponenten mitten im Tertiär — von Reuter (1926) angezweifelt — konnte Stephan (1952) in ihrer genauen Lage als Brockhorizont von Gallenbach — Ippertshausen (5,5 km SSW Aichach) ermitteln. Er liegt eindeutig in einer Sedimentfolge der OSM außerhalb des Verbreitungsgebietes altpleistozäner Deckenschotter, und zwar an der Basis zweier Schüttungskörper im Vertikalabstand von 1,5—2 m in Mergel-Flinzsanden zwischen den „Kiesen des Hagenauer Forstes" und dem „Älteren Haupt-Kies" (Stephan 1952, 83). Im Niveau etwa 30 m darüber, zwischen „Unterem" und „Oberem Haupt-Kies", wurden in der Bohrung Bitzenhofen vulkanische Tuffe, d. h. Bentonite, angetroffen (Stephan 1952, 84).

Allerdings ist die stratigraphische Situation der OSM im Gebiet von Augsburg—Aichach noch problematisch und bedarf weiterer Untersuchungen.

Nach Stephan (1952) liegt nämlich über den Bentoniten von Bitzenhofen der „Obere Haupt-Kies", aus welchem — seinen Angaben zufolge — die bekannte Wirbeltierfauna von Stätzling bei Augsburg stammt. Diese gehört jedoch stratigraphisch der mittleren Serie der OSM an (vgl. Dehm 1955), womit der „Obere Haupt-Kies" dem oberen Nördlichen Vollschotter entsprechen müßte, der Bentonit von Bitzenhofen dagegen innerhalb des NVS zu liegen käme. Er müßte damit älter als die Bentonite des Landshut-Mainburger-Gebietes sein, die am Top des NVS liegen. Dies ist jedoch nach bisheriger Kenntnis (u. a. Weiskirchner 1972) nicht der Fall. Eine Lösung des Problems ist nicht einfach, zumal bis heute noch keine vollkommen befriedigende stratigraphische Gliederung der OSM weder auf paläontologischer noch auf lithofazieller Basis gelingt. Vielleicht hilft die Beobachtung weiter, daß im Gebiet Freising—Dachau in der Hangendserie der OSM ein markanter Kleinkies-Horizont auftritt, der in seiner Fazies (Komponentengröße, Zusammensetzung etc.) vom NVS in diesem Gebiet kaum unterscheidbar ist (vgl. S. 217). Auch bedarf die Zuordnung der Stätzlinger Kiesgrube zum „Oberen Haupt-Kies" durch Stephan (1952) angesichts der oft sehr unruhigen Lagerungsverhältnisse innerhalb der OSM (Rinnenfazies, Reliefbildung u. a.) einer genauen Überprüfung, die wohl erst im Zuge einer geologischen Spezialkartierung des ganzen Raumes möglich ist.

Für die Ableitung des Gallenbacher Brockhorizontes sind diese stratigraphischen Probleme jedoch von geringerer Bedeutung; er muß in jedem Falle älter als der Bentonit von Bitzenhofen und damit auch älter als das Ries-Ereignis sein.

Eine Ableitung des Gallenbacher Brockhorizontes aus dem Ries muß aber auch aus anderen Gründen abgelehnt werden. Bereits Schaefer (1957) betont, daß die Komponenten einer „anderen Blockfamilie" angehören als die Reuterschen Blöcke an der Basis der quartären Schotter. Sie sind zwar auch kantig, aber durchschnittlich

nur 3—4, maximal bis 20 cm groß und bestehen nicht — wie die echten REUTERschen Blöcke — fast nur aus Gesteinen des Weißjura-Delta und -Massenkalk, sondern auch aus Mergelkalken des tieferen Malm (mit Perisphinctiden) und Eisenoolithmergeln des oberen Dogger (mit Perisphinctiden und Anatinaceen) (STEPHAN 1952 und Aufsammlungen Prof. Dr. R. DEHM). Von besonderer Bedeutung sind — möglicherweise dislozierte — Mergelbrocken der ? OMM und OSM, vor allem aber Oberkreide-Kalksandsteine, deren Fazies ganz erheblich von den aus Ries-Trümmermassen bekannten Oberkreide-Sandsteinen (DEHM 1931; GALL, MÜLLER & YAMANI 1973) abweicht (STEPHAN 1952). Diese Komponenten sprechen — in Übereinstimmung mit STEPHAN — für eine außerriesische, autochthone Herkunft.

Ein weiteres Argument für Altersverschiedenheit mit dem Ries liefern Fossilien der feinkiesführenden OSM-Grobsande wenig über dem Brockhorizont. Folgende Faunula konnte bestimmt werden:

Gastropoda:	*Archaeozonites costatus* (SANDBERGER)
	Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus (KLEIN)
	Cepaea silvana (KLEIN)
	Radix (R.) socialis dilatata (NOULET)
	Planorbarius cornu mantelli (DUNKER)
Bivalvia:	Unionidae gen. et sp. indet. [Schalenrest]
Vertebrata:	cf. *Euprox* sp. [2. Phalange, Bestimmung Dr. SCHMIDT-KITTLER].

Die Gastropodenfauna entspricht in Artbestand und Häufigkeitsverteilung weitgehend der der Mittleren *Silvana*-Schichten, z. B. von Hohenmemmingen oder Dischingen (GALL 1971a). Diese sind — getrennt durch die präriesische Erosionsphase — deutlich älter als der Ries-Impakt (vgl. S. 210 f.). Im Gegensatz zu ihren großwüchsigen, feuchtigkeitsliebenden Faunenelementen führen die ältesten postriesischen Ablagerungen — Süßwasserkalke des Rezat-Altmühl-Sees (BIRZER 1969) — eine mehr aus trockenheitsliebenden Formen bestehende Fauna (vgl. DORN 1939). Wenngleich lokale ökologische Unterschiede nicht auszuschließen sind, darf dennoch — mit gewissem Vorbehalt — für die *Silvana*-Schichten und auch die Zeit des Gallenbacher Horizontes ein mehr feuchtes, für die Zeit der Ries-Entstehung jedoch ein trockeneres Klima angenommen werden.

Ähnliche Brockhorizonte mit reinen Sedimentgesteins-Auswürflingen wurden auch aus dem Gebiet von St. Gallen (Ostschweiz) bekannt, wo sie 50—70 m unter den dortigen Bentoniten liegen. Die Komponenten stimmen in ihrer Größe (selten bis 20 cm) gut mit denen von Gallenbach überein. Neben Kalken des Weißjura-Delta, -Epsilon und -Zeta sowie tieferen Weißjura-Stufen werden auch Quarzsandsteine vom Typus Stubensandstein und Keupermergel beschrieben (BÜCHI & HOFMANN 1945; HOFMANN 1973a, b).

Einen weiteren Brockhorizont fand SCHEUENPFLUG (1973) bei Agawang W Augsburg. Die Blöcke liegen — wie in Gallenbach — in zwei Horizonten im stratigraphischen Abstand von 4 m übereinander, zusammen mit OSM-Mergelbrocken in ungestörten OSM-Sanden. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Auswürflingen erreichen sie bis $>0{,}7$ m Durchmesser. Eine stratigraphische Zuordnung des Horizonts ist vorerst noch nicht möglich. Die räumliche Nähe zu Gallenbach könnte für das Niveau unter den Bentoniten sprechen, während die Komponentengröße mehr Parallelen zum Vorkommen von Niedertrennbach (s. unten) zeigt.

1.2 Horizont im Niveau der Bentonite

Auswürflinge im Niveau der Bentonite wurden bisher nur an einer einzigen Lokalität bekannt: Niedertrennbach bei Frontenhausen in Niederbayern (Herold 1969). Es handelt sich um eine zerrüttete Weißjura-Kalkscholle von >2 m Durchmesser sowie kleinere Komponenten, die über eine Fläche von 30—50 m² verteilt sind und nach Herold wahrscheinlich von einer einzigen einschlagenden Trümmermasse stammen. Die Juragesteine liegen in — durch den Einschlag gestauchten — tonig-sandigen Sedimenten der Sandmergeldecke im Hangenden des in einer Kiesgrube 200 m östlich des Ortes erschlossenen Nördlichen Vollschotters. Herold (1969) weist auf die wahrscheinliche Altersgleichheit mit den Bentoniten des Landshuter Gebietes hin. Die Scholle besteht seinen Angaben zufolge aus einem schwache Verkieselungen und Fossilien führenden Kalkstein des Weißjura-Gamma bis -Delta, dessen Fazies nach Barthel (in Herold 1969) aus dem Ries nicht bekannt wäre, sondern eher für eine Herkunft aus dem Molasseuntergrund Niederbayerns selbst spräche. Allerdings sind kieselsäurehaltige Kalke des tieferen Malm dem Riesgebiet nicht vollkommen fremd; so stehen etwa am Hauptgipfel des Hesselberges Schwammstotzen des Malm-Beta bis -Untergamma mit verkieselten Platychonien und anderen Fossilien an. Sichere Hinweise über das Herkunftsgebiet der Niedertrennbacher Scholle können aus ihrer Fazies also nicht abgeleitet werden.

1.3 Herkunft der Reuterschen Blöcke innerhalb der OSM

Für die Herkunft der Reuterschen Blöcke in der OSM bestehen mindestens 3 Möglichkeiten, von welchen — wegen des Auftretens der Gesteine in mindestens 2 verschiedenen Horizonten — auch wenigstens 2 in Frage kommen dürften:

1. Herkunft aus dem Ries (u. a. Branca & Fraas 1907, Reuter 1926)
2. Auswurf durch vulkanische Ausbrüche innerhalb des Molassebeckens (Stephan 1952, Herold 1969)
3. Herkunft aus Impaktkratern innerhalb des Molassebeckens, zeitgleich mit dem Riesereignis (Hofmann 1973a, b).

Mindestens ein Teil der Reuterschen Blöcke innerhalb der OSM — wenngleich nicht unbedingt eines der heute bekannten Vorkommen — muß aus dem Rieskrater stammen. Dies ergibt sich zwingend aus der Tatsache, daß nördlich der Donau zwischen prä- und postriesische OSM bis ca. 120 m mächtige Riestrümmermassen eingeschaltet sind, z. B. bei Graisbach (Gall 1971b, 309). Die Zone ihrer maximalen Mächtigkeit — heute weitgehend erodiert — lag im Bereich der möglichen präriesischen Haupt-Entwässerungsrinne im Gebiet des heutigen Donautales. Südlich davon dürften sie rasch ausgedünnt und bei weiter abnehmender Mächtigkeit schließlich — bis auf widerstandsfähige Relikte vor allem aus Massenkalken, eben den Reuterschen Blöcken — zu Beginn der Schüttung der Hangendserie abgespült worden sein. Eine Erhaltung primär erratischer Einzelblöcke aus dem Ries ist zumindest in diesem Teil des Molassebeckens, wo während des Riesereignisses die Sedimentation ruhte, ausgeschlossen.

Auch die Vorstellung von Reuter (1926, 216 f.), daß die Blöcke beim Abtrag der — nicht mehr zusedimentierten — Riestrümmermassen noch im Tertiär auf der Landoberfläche sich angereichert und dort bis zu Beginn des Pleistozäns freigelegen hätten, muß, in Übereinstimmung mit Scheuenpflug (1970, 188), abgelehnt werden. Wie rasch karbonatische Ge-

steine an einer Landoberfläche aufgelöst werden, zeigen sehr anschaulich die altpleistozänen Deckenschotter selbst, die in der Regel mehrere, gelegentlich bis über 6 m tief vollständig entkalkt sind (z. B. Kiesgrube 250 m westlich Wortelstetten bei Wertingen).

Brockhorizonte, deren Komponenten aus dem Ries stammen, müßten aus stratigraphischen Gründen im Niveau der Bentonite am Top des Hauptschotters bzw. seiner Äquivalente auftreten. Allerdings konnten sie hier — abgesehen von der isolierten Einzelscholle bei Niedertrennbach — bisher noch nicht nachgewiesen werden. Dies kann möglicherweise auf den späteren Abtrag großer Teile der jüngeren OSM im Pliozän und Ältestpleistozän zurückzuführen sein. Wie beträchtlich diese Erosion, der nach bisherigem Wissen nahezu die gesamte Hangendserie im donaunahen Raum zum Opfer gefallen ist, gewesen sein muß, geht etwa aus der hohen Lage der Höhenterrassenschotter von Wertach und unterem Lech (Schaefer 1957) hervor. So überragt der Talboden der ältestpleistozänen Wertach am Staufenberg mit 575 m NN heute seine gesamte Umgebung, das Lechtal nördlich Augsburg um 125 m.

Für eine Herkunft der erratischen Weißjura-Gesteine im Niveau der Bentonite aus dem Ries könnten auch Alter und Entstehung der Bentonite selbst geltend gemacht werden. Gentner & Wagner (1969) erachten sie als zeitgleich mit dem Ries-Impakt und leiten sie von einem Mikrotektitenregen aus dem Ries ab. Allerdings ist eine strenge zeitliche Koinzidenz von Ries-Impakt und Bentonitbildung trotz verhältnismäßig guter Altersübereinstimmung nicht zwingend bewiesen; auch über die Genese der Bentonite besteht noch keine Einigkeit. So werden sie von Hofmann (1951; 1973 a, b), wie zuvor schon von Siegl (1948), auf Grund ihrer Zusammensetzung als verwitterte vulkanische Glasaschen gedeutet. Weiskirchner (1972) hält eine geringe Beteiligung von verblasenem Suevitstaub neben vorwiegend vulkanischer Bildung für möglich.

Damit kann vielleicht auch ein Teil der Weißjura-Gesteine im Niveau der Bentonite auf örtliche vulkanische Tätigkeit zurückgeführt werden, was z. B. Herold (1969) für die Scholle von Niedertrennbach für wahrscheinlicher hält.

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind aber — beim derzeitigen Kenntnisstand der Molasse-Stratigraphie — die Brockhorizonte unter den Bentoniten auf Auswurfsvorgänge innerhalb des Molassebeckens zurückzuführen. Hierfür sprechen, wie am Vorkommen von Gallenbach erörtert, das gegenüber dem Ries-Impakt höhere Alter sowie das Auftreten ortsgebundener Komponenten (z. B. autochthone Oberkreide). Folgerichtig schreibt Stephan (1952) den Brockhorizont von Gallenbach einem örtlichen vulkanischen Gasausbruch zu, der auch strukturell („Augsburger Hoch") mit dem voralpinen Bereich verknüpft sei.

In jüngster Zeit hält Hofmann (1973 a, b) die Herkunft der Vorkommen von St. Gallen — nach seiner Ansicht 100 000 bis 150 000 Jahre älter als die 50—70 m höher gelegenen Bentonite — von einem heute zusedimentierten, mit dem Ries-Impakt zeitgleichen Einschlagkrater im Bodensee-Gebiet für wahrscheinlich. Gegen eine vulkanische Entstehung führt er u. a. das Fehlen von vulkanischen Mineralien in den Brockhorizonten — von Stephan (1952) auch für Gallenbach hervorgehoben — an. Diese Deutung erscheint bestechend, kollidiert jedoch mit den Vorstellungen über die stratigraphische Stellung der Bentonite sowie der Brockhorizonte, die auch Hofmann (1973 a, b) jeweils für untereinander gleichaltrig hält. So muß der Gallenbacher Horizont — wenigstens beim derzeitigen Wissensstand — sowohl aus paläontologischen wie lithostratigraphischen Gründen deutlich älter als das Ries-

Ereignis eingestuft und kann schon deshalb nicht, wie HOFMANN (1973 a, b) es versucht, damit in Zusammenhang gebracht werden.

Möglicherweise sind die Brockhorizonte unter den Bentoniten auch einem oder mehreren älteren Einschlägen im Molassebecken zuzuschreiben, eine Vorstellung, die allerdings wegen der großen Seltenheit sicher nachgewiesener Einschlagkrater in der Erdgeschichte auf gewisse Schwierigkeiten stößt.

Eine befriedigende Lösung des Problems ist wohl erst nach besser fundierten Kenntnissen über die OSM, ihre Feinstratigraphie sowie die Entstehung, zeitliche Einordnung und Parallelisierung ihrer Bentonit-Vorkommen möglich.

2. Lagerung an der Basis quartärer Schotter

Die weitaus überwiegende Zahl der REUTERschen Blöcke wurde an der Basis quartärer Schotter gefunden, was z. B. REUTER (1926) zu der Ansicht verleitete, das Vorkommen derartiger Weißjura-Fremdgesteine sei überhaupt auf die Schotterterrassen beschränkt. Ihr geschlossenes Verbreitungsgebiet umfaßt das oberschwäbische Riedelland von östlich des Illertales im Westen bis zur Hohenrieder Schotterterrassentreppe (SCHAEFER 1957) im Osten, von der Donau im Norden bis Weißenhorn — Thannhausen — Augsburg — Pöttmes im Süden (vgl. SCHEUENPFLUG 1973).

Außerdem finden sich vergleichbare Gesteine entlang des Donautales bis ins Gebiet von Straubing—Deggendorf (vgl. S. 224 f.) sowie — als seltene Einzelfunde — im östlichen Alpenvorland nördlich München (siehe unten).

Für die Herkunft der REUTERschen Blöcke in quartären Schottern bestehen vor allem drei Möglichkeiten: 1. Umlagerung aus der OSM; 2. Umlagerung aus Riestrümmermassen; 3. Glaziofluviatiler Transport unmittelbar aus dem Anstehenden. Eine sichere Entscheidung kann nur bei einem Teil der Vorkommen getroffen werden.

2.1 Umlagerung aus der OSM

Während REUTER (1926) noch eine Herkunft sämtlicher REUTERscher Blöcke aus dem Ries-Krater, und damit eine Umlagerung in die quartären Schotter vermutete, muß heute für die meisten Funde ein glaziofluviatiler Transport unmittelbar aus dem Anstehenden angenommen werden (SCHEUENPFLUG 1970, 1971, 1973). Allerdings kann diese Deutung, wie auch SCHEUENPFLUG (1973, 156 f.) erkannte, nicht für alle dieser Weißjura-Fremdgesteine in Frage kommen.

Ein besonders anschauliches Beispiel hierfür bilden die weit außerhalb des oben angeführten Verbreitungsgebietes gelegenen Vorkommen von Allershausen bei Freising und Moosburg (NE München).

Der Allershausener Block wurde vom Mitverfasser D. MÜLLER am 3. 11. 1968 neben dem frisch aufgeschotterten Gemeindeverbindungsweg Schnotting—Neuhausen (400 m S Ortsmitte Schnotting) gefunden (Gradabteilungsblatt 7535 Allershausen; R 4474200, H 5367200). Er zeigt die typische Ausprägung: kantengerundeter Weißjura-Kalkstein in fränkisch-schwäbischer Fazies mit den Ausmaßen 31,5 × 23,5 × 15,5 cm, flacher Ober- und wulstig-höckeriger Unterseite sowie schwachen Limonitanflügen als ehemalige Grundwassermarken (vgl. REUTER 1926). Der hellbräunliche, etwas mergelig-flaserige Schwammstotzenkalk mit zahlreichen Terebrateln stimmt in seiner Fazies mit Gesteinen des tieferen

Weißjura (- Beta bis - Gamma) überein. In seiner Nähe lagen noch andere, beim Wegebau störende Grobkomponenten aus dem zum Aufschottern angefahrenen Amperkies, wie abgerollte Kalksandsteine und konglomeratisch verfestigte Kleinkiespartien der OSM sowie grobe alpine Karbonat- und Kristallingerölle aus dem Amperschotter selbst, dessen Feinmaterial sich häufig noch in Resten an den Grobkomponenten und auch an dem Weißjura-Kalksteinblock fand.

Als Herkunft des Wegebau-Materials konnte die Kiesgrube des Quarzsandwerkes I. Haslberger, 1,4 km SSE Allershausen (Gradabt.-Bl. 7535 Allershausen; R 4471070, H 5364850) ermittelt werden. Sie erschließt 5—6 m mächtigen glaziofluviatilen Niederterrassenschotter der würmeiszeitlichen Amper mit viel aufgearbeitetem Tertiär-Material an der Basis: Kalksandsteine, Kleinkies-Karbonate, Kieselhölzer, Braunkohlenhölzer, gelegentlich auch Wirbeltierreste; Komponenten, wie sie in ganz entsprechender Ausbildung auch am Schnottinger Fahrweg gefunden wurden. An der Herkunft des Weißjura-Blocks besteht demnach kaum ein Zweifel.

Das Ampertal bei Allershausen (10 km W Freising, 35 km N München) liegt über 40 km östlich der Hohenrieder Schotterterrassentreppe mit ihren bisher östlichsten Quartär-Vorkommen Reuterscher Blöcke südlich der Donau; mehr als 50 km südlich des plio-pleistozänen Altmühl-Donautales, 90 km südöstlich des Nördlinger Rieses. Ein glaziofluviatiler Antransport des Blocks von der Alb (vgl. S. 221 ff.) ist aus hydro-geographischen Gründen ausgeschlossen. Damit bleibt als einzige Möglichkeit der Herkunft nur Umlagerung aus einem Brockhorizont in der OSM offen. Seine ursprüngliche Lage und stratigraphisches Niveau können aber nur schwierig und näherungsweise bestimmt werden.

Als Einzugsgebiet kommt in jedem Falle nur das Ampertal oberhalb des heutigen Fundortes in Betracht. Ein Antransport durch die bei Allershausen in die Amper einmündende Glonn aus dem Gebiet östlich Augsburg — wegen der geringen Entfernung zu Gallenbach an sich naheliegend — scheidet aus hydro-geographischen Gründen aus; der Fundort liegt 1 km oberhalb der Mündung der Glonn, außerhalb des Einflußbereichs ihrer Wässer. Im Pleistozän aber hätte das im Periglazialgebiet entspringende Flüßchen ihn noch viel weniger erreichen können, da es die durch das Ampertal abfließenden reißenden Schmelzwässer des Ammer- und Starnbergersee-Gletschers hätten zurückdrängen müssen.

Der ursprüngliche stratigraphische Horizont des Blocks innerhalb der OSM kann beim derzeitigen Kenntnisstand entweder im Niveau der Bentonite oder unterhalb derselben gelegen haben. Zur weiteren Einengung müßten die stratigraphisch-geologischen Verhältnisse des Allershausener Gebietes bekannt sein, das aber in neuerer Zeit nicht kartiert wurde. Dagegen können die von Brunnacker (1962 bzw. 1959) aufgenommenen, östlich anschließenden Gradabteilungsblätter Freising-Nord und Freising-Süd, in denen auch die Ergebnisse älterer Arbeiten in größerem Rahmen berücksichtigt werden, einige Anhaltspunkte liefern, ergänzt durch eigene Beobachtungen. Demnach liegt das Gebiet des heutigen Fundortes im Bereich des W-E-streichenden Thalhausener Sattels wenig südlich seines Scheitels, an dem auf Blatt Freising-Nord die Grenze Nördlicher Vollschotter — Hangendserie bis auf 480 m NN ansteigt. In der näheren Umgebung des Fundortes müßte sie — nach der Streichkurvenkarte bei Brunnacker (1962, 74) zu urteilen — bei etwa 475 m NN, d. h. 40 m über der Tertiärsohle des Ampertales S Allershausen ($\sim$ 435 m NN), liegen.

Als charakteristische Merkmale des NVS im Freisinger Gebiet gibt Brunnacker (1962, 14 f.) Parallelschichtung, relativ grobe Körnung (bis max. 5 cm) und das Auftreten kleiner, plättchenförmiger Karbonatgeröllchen an, während Kleinkies-Horizonte der Hangendserie unruhigere Schrägschichtungen, feinere Körnung (kaum über 1 cm) und keinen Karbonatanteil mehr zeigen sollen. Eine großzügige Überprüfung des Tertiär-Gebietes zwischen Isar und Amper südlich der Linie Allershausen-Freising ergab indessen, daß diese Kriterien nur

mit großer Vorsicht angewandt werden können. Parallelschichtung, relativ grobe Komponenten und sogar Karbonatgeröllchen wurden auch in Schottern beobachtet, die auf Grund ihres stratigraphischen Auftretens eindeutig zur Hangendserie gerechnet werden müssen. Eine Probe, entnommen am Sportplatz 200 m südwestlich der durch ihre Säuger- und Pflanzenreste der Hangendserie bekannten Sand- und Kiesgrube von Massenhausen enthielt Gerölle bis > 80 mm und — bei einer Zusammensetzung von 63% Quarz, 28% Kristallin und 3% Sandstein der Fraktion > 10 mm — 6% Karbonat. Andererseits können Karbonate im NVS sekundär fehlen, wenn dieser stärker verwittert ist. Relativ grobe Gerölle erwähnt auch Brunnacker (1962, 21) aus dem unteren, bis 20 m mächtigen Kleinkies-Horizont der Hangendserie auf Blatt Freising-Nord und deutet sie als umgelagerten NVS. Neuere Kenntnisse über die Verbreitung der Hangendserie bis über die Donau (Gall 1971b) sowie die erwähnten Karbonatgerölle, welche Grimm (1957) auch aus dem — der Basis der Hangendserie zuzuordnenden — Südlichen Vollschotter (SVS) Ostniederbayerns anführt, lassen diese Annahme als wenig zutreffend erscheinen. Ein besseres Unterscheidungskriterium könnte die unterschiedliche Zusammensetzung des Kristallingehalts liefern. So hat der SVS nach Graul & Wieseneder in Grimm (1957, 116) u. a. mehr Grüngesteine (Serpentinit, Amphibolit, Hornblende-Eklogit) als der NVS. Tatsächlich wurde in einer Probe aus NVS, 30 m unter Basis Hangendserie (Kiesgrube 0,65 km N Unterkienberg/Allershausen), ein Anteil von ca. 5% Chlorit und Hornblende führender Gesteine innerhalb der Kristallinfraktion gefunden, bei den Schottern von Massenhausen dagegen von 17%. Eine befriedigende Untergliederung der OSM in dem genannten Raum wird aber erst nach umfangreichen geologisch-sedimentologischen und vor allem paläontologischen Untersuchungen am besten im Zuge von Spezialkartierungen möglich sein. Vorerst kann sie nur mit gewissen Vorbehalten und in groben Zügen erfolgen.

Unmittelbar östlich des Fundorts des Allershausener Blocks ist in der neuen, großen Kiesgrube des Quarzsandwerkes Haslberger NVS mit den von Brunnacker (1962, 14 f.) angegebenen Merkmalen 20 m mächtig bis etwa 470 m NN erschlossen. Darüber folgt mit fließendem Übergang — als durchgehendes, bis 2 m mächtiges Band — hellgelblicher, partienweise lebhaft blaugrüner Mergel, der vielleicht mit der Sandmergeldecke in Niederbayern zu parallelisieren ist. Er wird mit scharfer Grenze — Erosionsdiskordanz — von 2—4 m mächtigem Schotter überlagert, der noch zahlreiche Karbonatgerölle führt, aber schlechtere Korngrößensortierung, mehr sandiges Zwischenmittel, unruhige Schrägschichtung und einen Anteil von 16% Grüngesteinen innerhalb der Kristallinfraktion zeigt. Durch diese Merkmale erinnert er schon mehr an die Hangendserie, der er mit einigem Vorbehalt (s. oben) auch zugeordnet werden kann. 6—8 m Flinzsand und Mergel der jüngeren Serie schließen das Profil in der Grube ab. Die nach Feldbeobachtungen bei 470—475 m NN festgelegte Grenze zwischen NVS und Hangendserie stimmt mit der durch Extrapolation der Streichkurvenkarte bei Brunnacker (1962, 74) ermittelten Höhe von 475 m NN gut überein. Bei Allershausen stehen über der Schottersohle des Ampertales (435 m NN) also noch 35—40 m NVS über Tage an.

Wenn man von Allershausen im Ampertal nach Süden wandert, fällt an der Talverengung zwischen Gremertshausen und Hohenbercha — ca. 4 km südlich der Kiesgrube Haslberger — ein deutlicher Wechsel der Morphologie ins Auge. Waren die Talflanken bisher ziemlich steil und ließen am Unterhang deutlich den relativ groben Hauptschotter zu Tage treten — zuletzt, allerdings stärker verwittert und entkalkt, in der Kiesgrube 600 NE Zinklmiltach am westlichen Talrand erschlossen — so sind sie von jetzt ab ausgesprochen sanft und werden fast nur noch von Mergeln und Flinzsand der Hangendserie aufgebaut. Auf gleicher geographischer Breite taucht 5 km östlich am Westrand der Münchener Schotterebene der Hauptschotter unter die Talsohle ab (vgl. Brunnacker 1959). Allerdings sind weiter südlich am östlichen Talrand zwischen Großnöbach und Haimhausen wieder mehrfach relativ grobe Schotter zu beobachten, die in ihrer geographischen und stratigraphischen Position als westliche Fortsetzung der karbonatführenden Schotter von Massenhausen (4,5 km östlich) anzusehen und der Hangendserie — vielleicht als Äquivalent des unteren Kleinkies-Horizontes im Raum Freising-Nord (Brunnacker 1962, 21) — zuzurechnen sind.

Als Einzugsgebiet des Allershausener Blocks kommt demnach der Bereich des Ampertales bis maximal ca. 5 km südlich des heutigen Fundorts (Allershausen) in Frage. Welcher der beiden Horizonte innerhalb der OSM den Block geliefert hat, ist ungewiß. Mehrere Gesichtspunkte sprechen für das Niveau unterhalb der Bentonite, etwa größere Häufigkeit der Funde im Molassebecken im allgemeinen, relativ geringe Entfernung zum nächstgelegenen Brockhorizont (Gallenbach — ca. 40 km); außerdem die Tatsache, daß bisher noch nie an der — in zahlreichen Gruben erschlossenen — Grenze Hauptschotter/Hangendserie im Freisinger Gebiet ähnliche Weißjura-Auswürflinge gefunden wurden. Das Einzugsgebiet würde sich in diesem Falle auf die engste Umgebung des heutigen Fundortes einengen lassen.

Ein weiterer kantengerundeter Weißjura-Block mit den Maßen 50 × 30 × 20 cm wurde — schon vor dem Allershausener Fund — von Herrn Prof. Dr. R. Dehm am 22. 3. 1968 in der Grube 500 m nordwestlich der Aselmühle bei Moosburg (7537 Moosburg; R 4494300, H 5373100) geborgen. Der kantig-quaderartige Block mit noch deutlicher Begrenzung längs zweier Kluftscharen im ehemals Anstehenden zeigt die charakteristische stärker gerundete Ober- und mehr wulstig-höckerige Unterseite. Er besteht aus einem ziemlich harten, hellbräunlichen, etwas flaserigen, tuberoidischen Kalkstein mit — z. T. schwach verkieselten — Schwämmen und hellen sessilen Foraminiferen; eine Fazies, die für etwas verschwammte Bankkalke des fränkischen Weißjura-Delta bezeichnend ist. Eine nennenswerte Beanspruchung ist nicht erkennbar.

Der Block wurde — nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dehm — etwa in halber Höhe der Grube, nicht mehr anstehend, gefunden. Heute ist in der Grube nur $\sim$ 6 m Lößlehm mit Fließerdelagen, überdeckt von ca. 1 m frischem, kalkhaltigem Löß, erschlossen. Eine Rekonstruktion des ursprünglichen Nebengesteins gestatten aber an dem Block anhaftende Sedimentreste: Hellgrauer, oben mehr bräunlicher, kalkig verfestigter sandhaltiger Schotter mit deutlicher Vormacht an angewitterten kalkalpinen Karbonaten neben Jurahornsteinen und Radiolariten sowie umgelagerten OSM-Komponenten (Quarze, saure kristalline Schiefer, Lydit u. a.). Demzufolge entstammt der Weißjura-Block einem glaziofluviatilen, schon etwas verfestigten Schotter, wie er in ähnlicher Fazies die Isar-Hochterrasse SW Moosburg zusammensetzt, aber am Fundort selbst sowie in den übrigen ehemaligen Lehmgruben am Moosburger „Ziegelberg" heute nicht mehr zutage tritt.

Dennoch ist die Existenz glaziofluviatilen Hochterrassenschotters unter den mächtigen Löß- bzw. Lößlehm-Serien des „Ziegelberges" mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen. Hierfür spricht außer dem Nebengestein des Blocks auch die morphologische Situation. Die Lehmgrube an der Aselmühle liegt nördlich der Amper am Rand einer deutlichen Terrassenfläche gegen das von hier in nordwestlicher Richtung ansteigende Tertiär-Hügelland. Diese Terrasse läßt sich sowohl auf der topographischen Karte als auch im Gelände sehr gut abgrenzen und gegen SW bis kurz vor Inkofen verfolgen, wo fast genau gegenüber am südlichen Talrand der Amper, der Westrand der Isar-Hochterrasse von Oberhummel—Moosburg gegen das Tertiär-Hügelland abgeschnitten wird. Nordöstlich des Maurener Baches bildet die Hochterrasse von Wang—Isareck—Bruckberg ihre morphologische Fortsetzung. Obwohl im gesamten, nur selten und flachgründig erschlossenen Gebiet zwischen Inkofen und der Aselmühle ein einwandfreier Nachweis glaziofluviatiler Isar- oder Amper-Hochterrassenschotter bisher noch nicht möglich war, ist dennoch anzunehmen, daß sie auch in diesem Bereich vorhanden sind, allerdings unter einer ebenso mächtigen Bedeckung von periglazialen Schottern und Lehmen, wie sie die Hochterrasse von Isareck—Bruckberg aufweist. Hier zeigen sich z. B. in der Kiesgrube 800 m SW Edlkofen 3,5—5 m Isarschotter von 5—7 m periglazial verfrachtetem OSM-Material und noch 2,5 m Löß bedeckt.

Auch der Moosburger Block kann nicht glaziofluviatil von der Alb antransportiert worden sein, sondern muß ursprünglich einem Brockhorizont innerhalb der

OSM entstammen. Als Einzugsgebiet kommen maximal das gesamte Ampertal von südlich Allershausen bis zum heutigen Fundort, das Glonntal vom Gebiet östlich Augsburg bis Allershausen sowie der Westrand der Münchener Schotterebene von Pellhausen W Freising bis E Langenbach in Frage; somit ein in W-E-Richtung gestrecktes Areal von etwa 60 × 10 km. Leitet man — was wahrscheinlich ist — den Block aus dem Horizont unter den Bentoniten ab, so verkleinert es sich allerdings beträchtlich.

Wie Übersichtsbegehungen und ein Vergleich mit den Verhältnissen am Ostrand des westlich anschließenden Blattes Freising-Nord (Brunnacker 1962) zeigen, liegt an der Höhe 474,7 m nordwestlich der Lehmgrube an der Aselmühle die Oberkante des Hauptschotters bei ca. 460—465 m NN. Darüber folgen dann Tonmergel der Hangendserie oder der Sandmergeldecke, überlagert von Schotter der Hangendserie. Die Basis der Hochterrasse liegt mit ca. 420—425 m NN etwa 35—40 m unter der Oberkante des Nördlichen Vollschotters, die wenige km im Südwesten bereits auf unter 450 m NN abtaucht.

Als wahrscheinlichstes Einzugsgebiet käme dann vor allem der Bereich bis etwa 3 km südwestlich des heutigen Fundortes in Betracht. Ein Antransport durch eine prä-würmeiszeitliche Amper ist weniger anzunehmen, da das Ampertal zu dieser Zeit wohl noch nicht von transportkräftigen Gletscherschmelzwässern durchflossen wurde.

Für diese Annahme sprechen vor allem die Verhältnisse zwischen Langenbach und Inkofen, wo die Hochterrassenflächen von Oberhummel—Moosburg im Süden und Inkofen—Aselmühle im Norden vom heutigen Ampertal glatt abgeschnitten werden, ohne sich in dieses ein Stück flußaufwärts hineinzuziehen, sowie das — nach bisheriger Kenntnis — Fehlen glaziofluviatiler Amper-Hochterrassenschotter im gesamten Bereich des Tertiär-Hügellandes flußaufwärts bis Dachau, wo die Amper die Münchener Schotterebene verläßt.

Vermutlich lag hier vor der Würmeiszeit die Wasserscheide zwischen der Münchener Schotterebene im Süden und einem noch ganz im Tertiär-Hügelland verlaufenden, gegen Allershausen fließenden Bach im Norden. Die kräftigen Schmelzwässer des würmeiszeitlichen Ammerseegletschers, die im Gegensatz zu früheren Eiszeiten jetzt fast ganz zur Münchener Schotterebene entwässerten, haben dann wohl den Rand des Tertiär-Hügellandes durch Seitenerosion ein Stück nach Norden zurückgedrängt und dabei auch die Wasserscheide beseitigt. Sie konnten so in das Tal des genannten Baches eindringen und dieses sowie den Unterlauf der alten Glonn östlich Allershausen zum heutigen Ampertal ausformen.

Daß auch im Hauptverbreitungsgebiet zwischen Iller und dem Ostrand der Hohenrieder Schotterterrassentreppe ein Teil der Reuterschen Blöcke nicht glaziofluviatil von der Alb antransportiert worden sein kann, hat unlängst Scheuenpflug (1973) entgegen seiner ursprünglichen Annahme (1970) erkannt. Die Funde südlich seines altpleistozänen Donaulaufes leitet er von Brockhorizonten innerhalb der OSM, wie z. B. aus dem neu entdeckten von Agawang SW Augsburg, ab.

Gewisse Probleme bietet die Herkunft der Blöcke in hochgelegenen Schottern der Hohenrieder Terrassentreppe, z. B. bei Hohenried (Reuter 1926, 199), mit 525 m NN rund 50 m über dem nur 14 km entfernten Brockhorizont von Gallenbach (475 m NN). Vielleicht können tektonische Verstellungen — auch weiträumige Verbiegungen — diesen Höhenunterschied erklären; andererseits ist auch an Brockhorizonte in heute abgetragenen Schichten der OSM zu denken.

2.2 Umlagerung aus Ries-Trümmermassen

Während die Reuterschen Blöcke südlich des Donautales — soweit sie nicht glaziofluviatil von der Alb antransportiert worden sind — in erster Linie auf Brockhorizonte innerhalb der OSM zurückgeführt werden müssen, in welchen bereits eine fluviatile Vorsortierung stattgefunden hat, ist zumindest ein erheblicher Teil der Blöcke in jüngeren Donauschottern aus den Riestrümmermassen selbst ausgewaschen worden.

Nach Ablagerung der älteren OSM hat sich während der bereits erwähnten Hebungs-Erosionsphase vor Sedimentation der Hangendserie im Gebiet des heutigen Donautales ein vermutlich E-W-gerichteter Fluß gebildet und ein breites Tal bis unter die Sohle des heutigen Donautales angelegt. Er diente als Vorfluter für die schon vorhandenen Flüsse im Vorries (Egau, Kessel, Eger, Wörnitz, Urmain), die sich ebenfalls bis unter ihre heutigen Sohlen eintieften (vgl. u. a. Gall 1971 b, 317). Im Bereich des heutigen Donautales sowie auf der Schwäbischen Alb wurde die ältere OSM bis auf Reste entfernt, während sie auf der Fränkischen Alb noch flächenhaft erhalten blieb (vgl. Bolten & Müller 1969, 96 f.). Bei der Ries-Katastrophe wurde das Flußsystem restlos mit Trümmermassen plombiert. Das breite hypothetische Urtal im Gebiet der heutigen Donau konnte offenbar den größten Teil des aus dem Ries anbrandenden Trümmerstroms abfangen, so daß nur noch wenig Riesschutt darüber hinaus nach Süden gelangte. Immerhin muß auch der nördlichste Teil des schwäbischen Riedellandes südlich Donauwörth noch mit Trümmermassen bedeckt worden sein, da er sich in gleicher Entfernung zum Krater-Zentrum wie die äußersten Vorkommen Bunter Breccie auf der fränkisch-schwäbischen Alb (Bieswang bzw. Oggenhausen — Gall & Müller 1971, 276) befindet. Noch während der Erosionsphase aber, deren größter Teil zeitlich auf das Ries-Ereignis folgte, wurden die Trümmermassen teilweise wieder entfernt, vor allem im Riedelland südlich der heutigen Donau, wo sie nur mehr als dünne, lückenhafte Schleierdecke erhalten geblieben sein dürften.

Durch die Sedimentation der jüngeren OSM (Hangendserie) mit ihren Nordschüttungen (Monheimer Höhensande, ? Ureger-Wörnitz-Geröllsande) wurde das gesamte südliche Vorries vollkommen plombiert. Dies zeigt besonders anschaulich das Gebiet um Graisbach, wo heute noch präriesische OSM, Ries-Trümmermassen und ein kleiner Erosionsrest der postriesischen OSM in einem Profil übereinander erhalten geblieben sind (Gall 1971 b, 309). Unter der schützenden Sedimentdecke der jüngsten OSM-Ablagerungen wurden die Ries-Trümmermassen längere Zeit vor Abtragung bewahrt. Mit der erneuten Heraushebung im Pliozän und Pleistozän aber, die zur Anlage der heutigen Donau mit ihren Nebenflüssen führte, fielen große Teile der OSM — die Hangendserie sogar bis auf wenige Reste — der Erosion und Denudation zum Opfer. Südlich der Donau wurden spätestens durch die reißenden Gletscher-Schmelzwässer der voralpinen Zuflüsse im Alt-Pleistozän die Ries-Trümmermassen nahezu quantitativ entfernt. Geringe Reste könnten allerdings noch heute in dem seit v. Gümbel (1889) nicht mehr geologisch aufgenommenen Gebiet unter den altpleistozänen Deckenschottern verborgen liegen. Im Bereich des hypothetischen Donau-Urtales aber, wo die Riestrümmermassen in besonders hoher Mächtigkeit angehäuft wurden, blieben Relikte derselben sogar unter mittel- bis jungpleistozänen und holozänen Donauschottern noch erhalten, z. B. bei Donaumünster (Gall 1974) und Donauwörth (Schetelig 1962). Hier konnten sich dann zahlreiche härtere Komponenten der Bunten Breccie als Reuter-

sche Blöcke in die Basislagen der Schotter anreichern, während tonig-mergelige und sandige Komponenten weggespült wurden. Ries-spezifische Gesteine — wie etwa Suevit-Fladen — wurden zwar bisher noch nicht als Reutersche Blöcke bekannt, jedoch darf die bisher in wenigen Fällen beschriebene „Vergriesung" als eindeutiges Kriterium für eine Herkunft aus Ries-Trümmermassen betrachtet werden, also jene totale Zertrümmerung bis zu feinstem Gesteinsmehl herab, die für aus dem Impaktkrater transportiertes hartes Gestein so charakteristisch ist. Isolierte Griesblöcke hatten im allgemeinen nur dann eine Überlieferungschance, wenn sie bereits vorher als wieder verfestigter „Griesfels" vorlagen. Nur bei einmaliger Umlagerung aus den Ries-Trümmermassen und kurzem Transportweg — Verhältnisse, wie sie z. B. im Bereich der Donau-Hochterrasse W Tapfheim gegeben sind — blieben auch weniger verfestigte Komponenten erhalten. In den dortigen Kiesgruben, z. B. W Gremheim, zeigen vor allem die häufigen Weißjura-Massenkalkblöcke nicht selten deutliche und typische Vergriesung; die größten Griesfelsblöcke maßen 60 × 50 × 30 cm und 45 × 35 × 20 cm. Andere Blöcke, äußerlich völlig intakt erscheinend, zerfielen beim Anschlagen längs eines engscharigen, schieferungsartigen Kluftsystems in einzelne Griesstücke. Auch an der Basis holozäner Schotter SE Tapfheim wurden Griesblöcke nachgewiesen (Gall 1974).

Während einerseits damit zu rechnen ist, daß die meisten Reuterschen Blöcke in den Donauschottern aus Ries-Trümmermassen stammen, kann andererseits der Nachweis geführt werden, daß ein Teil derselben auch glaziofluviatil antransportiert worden ist. Geradezu als Leitgesteine für diese Art der Herkunft können die von Gall (1974) erwähnten Komponenten aus Schilfsandstein des mittleren Keupers, Unterer Süßwassermolasse und vor allem Basalt im Gebiet SW Tapfheim, die dem Riesgebiet fremd sind, gelten (vgl. S. 224).

Auch südlich des heutigen Donautales könnte in den altpleistozänen Deckenschottern ein erheblicher Teil der Reuterschen Blöcke noch aus dem Ries stammen; hier allerdings vorwiegend nicht mehr unmittelbar aus Trümmermassen, sondern aus Brockhorizonten innerhalb der OSM, deren — bereits fluviatil überprägte — Komponenten auch innerhalb des Pleistozäns durch die reißenden Gletscher-Schmelzwässer der südlichen Donau-Zuflüsse noch mehrfach umgelagert worden sein konnten. Es ist verständlich, daß unter den Bedingungen einer derartigen wiederholten fluviatilen Auslese nur die widerstandsfähigsten Komponenten erhalten bleiben konnten, also vorwiegend wenig beanspruchte Massenkalke, die aber — als untypisches Gestein — in ihrer Herkunft stets mehrdeutig sind. Immerhin finden sich gelegentlich Hinweise auf brecciöse Weißjura-Blöcke, so bei Reuter (1926, 209), leider ohne nähere Fundortsangabe, und bei Scheuenpflug (1970, 185), aus der Langweider Hochterrasse NNW Augsburg. Allerdings vermochte sich Scheuenpflug (1970) nicht auf eine Herkunft aus dem Ries festzulegen.

2.3 Glaziofluviatiler Transport aus dem Anstehenden

Für die Mehrzahl der Reuterschen Blöcke im nördlichen Teil ihres Hauptverbreitungsgebietes zwischen Iller und Paar kommen auf Grund ihrer Lage mehrere, grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten der Herkunft in Betracht. Es ist so nicht verwunderlich, daß gerade hier die Diskussion um ihre Herkunft besonders intensiv geführt wurde.

Penck (1901) versuchte sie von tektonisch bedingten Anreicherungen innerhalb der OSM abzuleiten, eine Vorstellung, die er später (in Branca & Fraas 1907) wieder verwarf. Eine Herkunft von Juraklippen kann bei dem heutigen Kenntnisstand vom Untergrund des Molassebeckens ausgeschlossen werden (Stephan 1952, Schaefer 1957 u. a.).

Vor allem durch Reuter (1926) wurde die Ansicht einer Herkunft aus dem Ries vertreten, die in der Folgezeit als die glaubwürdigste Lösung des Problems galt und auch heute nicht völlig widerlegt werden kann.

Daneben wurde schon frühzeitig fluviatiler Antransport durch eine alte Donau unmittelbar aus dem Anstehenden in Erwägung gezogen. Zenetti (1913) dachte an Transport durch Grundeis. Eine rein fluviatile Verfrachtung, z. B. von Seemann (1939, 199) durch eine weiter südlich als heute verlaufende pliozäne Donau postuliert, wurde bereits von Penck (1901) wegen der kantigen Gestalt der Blöcke entschieden abgelehnt. Wesentlich glaubwürdiger erscheint die erstmals von C. Dorn (1943) vertretene Theorie eines Eisschollentransports durch eine altpleistozäne Donau von der Ulmer Alb her, eine Ansicht, die besonders Scheuenpflug (1970, 1971, 1973) wieder aufgegriffen und mit weiteren Argumenten untermauert hat. Zwar sind einige derselben etwas anfechtbar, jedoch nach den Funden spezifischer Donaugerölle und einwandfrei außerriesischer kantengerundeter Blöcke kann an der Herkunft eines Teils der Jura-Blöcke kein Zweifel mehr bestehen.

So ist Scheuenpflug (1971, 3 f.) der Ansicht, der in einigen Aufschlüssen in den Dekkenschottern der Zusamplatte nachgewiesene hohe Anteil an außeralpinen Weißjura-Geröllen (bis über 80 %) könne wegen der großen Masse an umgelagertem Weißjura-Material nicht aus dem Ries stammen. Hier läßt sich einwenden, daß es einerseits nicht unproblematisch ist, von einzelnen Kiesgruben auf die Zusammensetzung der Schotter im gesamten dazwischenliegenden Gebiet zu schließen, andererseits, wie bereits mehrfach dargelegt wurde, noch mit unentdeckten Vorkommen von Riestrümmermassen unter den Schottern gerechnet werden muß, die sehr wohl eine beträchtliche Menge an Weißjura-Material liefern könnten. Dieses muß nicht unmittelbar aus dem Rieskrater stammen, sondern kann teilweise auch im Vorries durch die heranbrandenden Trümmermassen aufgeschürft und abgesprengt worden sein. Die Tatsache, daß Riestrümmermassen bisher immer nur auf mechanisch unverwittertem, geschrammtem Untergrund, nie auf einem alten autochthonen Boden mit schon aufgelöstem Verband des Weißjuragesteins, angetroffen wurden, beweist eindeutig, daß zumindest der Weißjura im Verwitterungsbereich der präriesischen Landoberfläche aufgeschürft wurde. Damit aber kann der Weißjura-Anteil in der Gesamtheit der Trümmermassen beträchtlich größer als das aus dem Krater ausgesprengte Weißjura-Volumen sein.

Auch die große Entfernung der äußersten Vorkommen vom Nördlinger Ries — bis über 70 km gegenüber den aus anderen Vorries-Quadranten ermittelten Werten von etwa 40 km (Gall, Müller & Stöffler 1975) — spricht nicht unbedingt gegen eine Herkunft von dort. Es muß nämlich berücksichtigt werden, daß die heute bekannten äußersten Vorkommen von Ries-Trümmermassen auf der Fränkisch-Schwäbischen Alb bestenfalls die äußersten bis jetzt der Verwitterung entgangenen Reste darstellen, keinesfalls aber die äußersten primären Vorkommen von Riesgesteinen markieren. Im Molassebecken jedoch waren durch mächtige Sedimentüberdeckung aller Auswürflinge günstige Bedingungen auch für die Überlieferung der weitest transportierten Riesgesteine gegeben. Ihre Erhaltung ist dort in ganz wesentlichem Ausmaß von der späteren fluviatilen Überformung dieses Raumes im Pliozän und Pleistozän abhängig. Somit kann aus der Tatsache, daß der noch von Reuter (1926) angenommene, einseitig gegen SW gerichtete Auswurf der Ries-Trümmergesteine (mit dem die damals bekannten Vorkommen von Weißjura-Gesteinen im Alpenvorland bestens in Einklang zu bringen waren) heute überholt ist (Hüttner 1969, 182; Gall, Müller & Stöffler 1975), nicht umgekehrt gegen eine Herkunft aus dem Ries geschlossen werden. Alle Vermutungen über die primäre maximale Verbreitung der Auswürflinge um den Rieskrater müssen

mehr oder weniger unbewiesene Hypothesen bleiben, da es sich um eine fossile Struktur handelt und (sub-)rezente Krater gleicher Größenordnung nicht bekannt sind.

Weitere Hinweise für eine außerriesische Herkunft der Weißjura-Blöcke sieht Scheuenpflug (1971, 5 ff.) in Leitgeröllen eines alten Donaulaufes in den Schottern der Zusamplatte. Nicht bei allen der von ihm angeführten Gesteinsarten ist eine Herkunft von den Alpen bzw. aus der OSM mit absoluter Sicherheit auszuschließen, so bei den Buntsandsteinen, den rötlichen Graniten, den Gneisen und Porphyren. Auch die Größe einiger Buntsandstein-Gerölle spricht — bei richtiger Einschätzung der Transportkraft alpiner Flüsse, vor allem der reißenden Gletscherschmelzwässer im Pleistozän — nicht unbedingt gegen eine Herkunft aus den Alpen; selbst glaziofluviatiler Transport von den Endmoränenwällen wäre denkbar. Der Nachweis einer altpleistozänen Donau wird durch diese Einwände jedoch nicht gemindert (s. unten).

Auch stratigraphische Zugehörigkeit, Erhaltungszustand und Größenverteilung der Reuterschen Blöcke selbst könnten Argumente gegen eine Ableitung aus dem Ries liefern.

Die erratischen Gesteinsblöcke gehören vorwiegend der Massenkalkfazies des Weißjura-Epsilon bis -Zeta, daneben Bankkalken des Weißjura-Gamma und -Delta an; Brauner Jura oder ältere Formationen wurden — außer aus dem Donautal (Gall 1974) — nicht bekannt (vgl. Reuter 1926, 207 ff.; Schaefer 1957, 26; Scheuenpflug 1970, 181). Das Fehlen älterer Gesteine als solcher, die noch heute die Hochfläche der Schwäbischen Alb aufbauen, könnte für eine glaziofluviatile Herkunft von dort und gegen eine Ableitung aus dem Ries gewertet werden. Jedoch hebt bereits Reuter (1926, 209) die starke fluviatile Auslese des ehemaligen Riesschuttes hervor, von dem nur die härtesten Komponenten, also gerade die Massen- und Schichtkalke des höheren Weißjura, erhalten bleiben konnten. Außerdem besteht ein charakteristisches Merkmal der Ries-Trümmermassen darin, daß mit zunehmender Entfernung vom Krater der Anteil an Schollen aus stratigraphisch jüngeren Gesteinen zunimmt, bis schließlich in den äußersten Vorkommen des S-Vorrieses Gesteine des oberen Weißjura weitaus vorherrschen (Schröder & Dehm 1950; Gall 1971a, 1974; Gall, Müller & Stöffler 1975). Die Zusammensetzung der Reuterschen Blöcke stünde mit dieser Gesetzmäßigkeit vollkommen in Übereinklang.

Ein weiteres Merkmal der Ries-Trümmermassen besteht in der häufig starken Beanspruchung (Zerrüttung, Vergriesung) ihrer härteren Komponenten. Die Seltenheit von Weißjura-Breccien unter den Reuterschen Blöcken könnte gegen eine Herkunft aus dem Nördlinger Ries sprechen. Wie bereits dargelegt, hatten die mechanisch stark beanspruchten und leicht zu kleinstückigem Schutt zerfallenden Griese nur bei rascher und einmaliger Umlagerung — wie sie zwar im Bereich des heutigen Donautales, nicht aber im südlich anschließenden Molassegebiet gegeben war — überhaupt die Chance einer Überlieferung.

Bei der Untersuchung der Ausmaße von Ries-Fremdschollen in Abhängigkeit ihres Abstands vom Kraterzentrum zeigt sich eine rasche kontinuierliche Abnahme gegen die Peripherie (u. a. Gall 1971a, 1974; Gall, Müller & Stöffler 1975). Die südlich des Vorrieses anschließenden Reuterschen Blöcke lassen aber — trotz gleicher radialer Erstreckung ihres Verbreitungsgebietes (ca. 30 km) — eine Größenabnahme nicht mehr erkennen. Auch dieser Tatbestand könnte gegen eine Ableitung aus dem Ries herangezogen werden, freilich nur bei Nicht-Berücksichtigung der starken fluviatilen Überformung von Riesgesteinen in diesem Raum. Selbst eine Größen-Abnahme Reuterscher Blöcke gegen Norden spräche nicht gegen eine Herkunft aus dem Ries: Größere Weißjura-Schollen in den Trümmermassen sind fast ausschließlich stark zerrüttet und zerfallen daher bei fluviatiler Umlagerung zu feinem Schutt; gerade die kleinen, weiter transportierten Blöcke in der kraterfernen Bunten Breccie sind meist wenig beansprucht (vgl. Schetelig 1962) und haben daher viel bessere Überlieferungschancen.

Beweiskräftigere Argumente für den glaziofluviatilen Antransport eines Teils der Reuterschen Blöcke liefern Funde spezifischer Donau-Gerölle im Bereich der

Zusamplatte, bei denen eine Verwechslung mit ähnlichen Geröllen aus dem Alpenraum oder aus umgelagerter Molasse von vorneherein ausgeschlossen ist. Hierzu zählen die von SCHEUENPFLUG (1971) angeführten „weißlichen Zuckerkornquarzite", Muschelkalk-Gesteine und vor allem Basalte. Bei einem eigenen Besuch der Kiesgruben von Wörleschwang (1,2 km E) und Pfaffenhofen/Zusam (1,1 km E) wurden als weitere außeralpine Komponenten kleine gelbliche Süßwasserkalk-Gerölle mit *Gyraulus trochiformis applanatus* (THOMAE) gefunden, die von der Unteren Süßwassermolasse am Südrand der Schwäbischen Alb, aber nicht aus dem Riesgebiet abgeleitet werden können. Damit ist eine altpleistozäne Donau in diesem Gebiet sicher belegt. Ihr dürfen auch die meisten der — mit den Geröllen durch Zunahme der Größe verbundenen — REUTERschen Blöcke zugeschrieben werden. Eigene Funde größerer außerriesischer Gesteinsblöcke bestätigen dies: Fossilführende Kalke der Unteren Süßwassermolasse sowie Schilfsandstein des mittleren Keupers aus der Donau-Hochterrasse W Gremheim; 5 Basaltblöcke von der Basis holozäner Schotter der Donau aus Kiesgruben bei Tapfheim und Höchstädt (GALL 1974). Bei einer gemeinsamen Geländebegehung der nördlichen Zusamplatte wurden außerdem gefunden: Weißlicher, feldspatreicher, kieselig gebundener Grobsandstein, wahrscheinlich Stubensandstein des Bunten Keupers (Kiesgrube 1,1 km E Pfaffenhofen/Zusam, 1 Block); gelblich-weißlicher, plattiger, kieseliger Feinsandstein aus den Angulatenschichten des unteren Schwarzjura oder dem Rät (Äcker 1,2 km E Pfaffenhofen/Zusam, 2 Blöcke) sowie hellockerbrauner Riffschuttkalk mit verkieselten Korallen in der Fazies des Weißjura-Zeta-Korallenkalks von Nattheim (Kiesgrube 1,2 km E Wörleschwang, 1 kleiner Block). Alle diese Komponenten haben Gestalt und Größe echter REUTERscher Blöcke, was — auch angesichts der Fundsituation — eine anthropogene Verschleppung weitgehend ausschließt. Während man bei Stubensandstein, Angulatensandstein, Korallenkalk und Unterer Süßwassermolasse noch an umgelagerte Komponenten aus Ries-Trümmermassen (unmittelbar aus dem Krater stammend bzw. im Vorries aufgeschürft) denken könnte, ist bei dem Schilfsandstein-Block und den Basalten nur eine Herkunft aus dem Gebiet der oberen Donau vorstellbar. Dies wird durch Dünnschliff-Untersuchungen an 2 Basalten bestätigt, die auf Grund ihrer Zusammensetzung von demselben Liefergebiet wie die Basaltgerölle von SCHEUENPFLUG (1971, 6) aus Deckenschottern der Zusamplatte bezogen werden müssen, nämlich dem Wartenberg bei Donaueschingen (vgl. GALL 1974). Auch die Keuper- und Schwarzjura-Sandsteine sind vom Oberlauf der Donau abzuleiten, während Korallenkalk und Kalke der USM aus dem Ulmer Gebiet oder dem Brenztal-Bereich stammen dürften.

Gerade die Schotter des heutigen Donautales geben so ein besonders anschauliches Beispiel von der verschiedenen Herkunft REUTERscher Blöcke, nämlich ein Teil aus Ries-Trümmermassen, ein Teil unmittelbar aus dem Anstehenden.

Fremdartige Gesteinsblöcke in Donau-Ablagerungen sind auch von zahlreichen anderen Lokalitäten sowohl oberhalb wie unterhalb des Vorries-Gebietes bekannt geworden. So beschreibt sie WEIDENBACH (1951) bei Ulm, PRIEHÄUSSER (1953) aus Niederterrassenschottern bei Straubing: Material des Jura, der Oberpfälzer Senke und des Ostbayerischen Grenzgebirges. Die Donau-Hochterrassenschotter von Uttenhofen bei Deggendorf enthalten an ihrer Basis massenhaft typische REUTERsche Blöcke bis über 0,5 m ⌀, vorwiegend aus Weißjurakalken (darunter Gesteine vom Habitus des „Kelheimer Marmors", wie sie im Donauraum nur zwischen Kelheim und Regensburg anstehen), daneben häufig Kristallin (Blastomylonite etc.) vom Rand des Bayerischen Waldes unterhalb Regensburg. Ähnliche Blockfunde in Neckarschottern bei Heidelberg hat BERNAUER (1915) beschrieben.

Weidenbach (1951) und Priehäusser (1953) nehmen einen Transport der Blökke auf Eis oder in Eisschollen eingefroren an, was bei weiter verfrachtetem Material auch die nächstliegende Möglichkeit ist. Rein fluviatil — ohne Eisdrift — versucht Kohl (1968) die Herkunft von bis 2 m langen Gesteinsblöcken in Donauschottern bei Linz zu erklären. Auch diese Art des Transports ist vorstellbar, allerdings nur in Engtälern und über kurze Entfernungen.

So bestehen die Basispartien der Donau-Deckenschotter im tief eingeschnittenen Tal bei Kelheimwinzer E Kelheim (vgl. Rutte 1962, 163) zu mehr als 50% aus kantengerundeten Komponenten bis 0,3 m ϕ der Weißjura-Zeta-Plattenkalke im Liegenden. Von der Transportkraft der heutigen Flüsse im Alpenvorland zeugen kantengerundete Granitblöcke bis 0,5 m ϕ in der Isar nördlich München, die bei Hochwässern von der Ufer-Verbauung losgerissen und ein Stück verfrachtet wurden.

Der Nachweis eines altpleistozänen ($\pm$ günzeiszeitlichen) Donaulaufes in der Zusamplatte durch Scheuenpflug (1971) wirft einige Probleme bezüglich der weiteren Geschichte dieses Flußabschnittes auf. Bekanntlich sind die Deckenschotter dieses Raumes — abgesehen von den an Donaugeröllen reichen Basislagen — von den Gletscherschmelzwässern der günzeiszeitlichen Zusam abgelagert worden. Sie reichen gegen Norden bis zum heutigen Donautal, wo sie erosiv abgeschnitten sind. Jenseits der Donauaue liegen in ihrer Fortsetzung günzeiszeitliche Donauschotter zwischen Haunsheim und Wittislingen (Gall 1971 a, 86 f.). Innerhalb der Günzeiszeit muß die Donau also ihr Tal vom Südrand der heutigen Zusamplatte bis zum Nordrand ihres heutigen Tales verlegt haben. Dies dürfte wohl kaum in einem einzigen Kraftakt innerhalb einer Kaltzeit erfolgt sein; viel wahrscheinlicher ist — trotz eines heute vielfach kontinuierlichen Übergangs der an Albgeröllen reichen zu den überwiegend alpinen Deckenschottern — eine deutliche Altersdifferenz.

Wahrscheinlich entstammen die alten Donauschotter einem ausgehenden Interglazial bzw. der Übergangsphase zu einer anschließenden Kaltzeit. Erst während dieses Glazials wurde der nördliche Talrand, an welchen sich wohl ein flachwelliges Hügelland aus leicht erodierbarer sandig-mergeliger Molasse nordwärts bis zur Alb anschloß, durch die von Süden heranflutenden Gletscherschmelzwässer aus dem alpinen Vereisungsgebiet weit nach Norden zurückgedrängt. Die prä- bis frühglazialen Donauschotter wurden dabei ganz oder nur in ihren höheren Partien umgelagert, eventuelle Bodenbildungen zerstört, so daß heute vielfach ein scheinbar kontinuierlicher Übergang zu den kaltzeitlichen Zusamschottern im Hangenden besteht. Möglicherweise erst in einer zweiten Kaltphase, aber noch während der Günz-Eiszeit erfolgte die weitere Rückverlegung der Donau bis in das Gebiet von Haunsheim—Wittislingen. Damit hatte sie ihren nördlichsten Verlauf erreicht; in den späteren Eiszeiten, vielleicht als Folge einer letzten schwachen Heraushebung der Alb, wanderte sie wieder südwärts und legte während des Jungpleistozäns und Holozäns ihr heutiges Tal an.

Der glaziofluviatile Antransport Reuterscher Blöcke durch die Donau hat offensichtlich bevorzugt vor den Höhepunkten der Kaltphasen stattgefunden.

Auch südlich des altpleistozänen Donaulaufs werden noch zahlreiche Reutersche Blöcke angetroffen, bei denen Scheuenpflug (1973) an Umlagerung aus Brockhorizonten innerhalb der OSM denkt. Jedoch kann auch hier z. T. ein glaziofluviatiler Antransport mit nachträglicher Umlagerung in Frage kommen, wofür ein bemerkenswerter Fund von der Hohenrieder Schotterterrassentreppe des Lechs — wo Weißjura-Fremdgestein noch ziemlich häufig auftreten — Zeugnis ablegt.

Der Block stammt aus einer Kiesgrube im Bereich der mittleren Terrasse („D II") der donaueiszeitlichen Deckterrassenschotter (Schaefer 1953) 200 m SW Hagenheim (Gradab-

teilungsblatt 7331 Rain am Lech; R 44 26 000, H 53 86 950), auf ca. 460 m NN (Schotterbasis). In den basalen, zu Nagelfluh verfestigten, noch frischen Schottern sind kantengerundete Weißjura-Massenkalkkomponenten keine Seltenheit. Der erwähnte Block mit den Maßen 24×18×12 cm, kantiger Unter- und abgerundeter Oberseite, wurde lose auf einem Haufen abgebauten Kieses gefunden. Er besteht aus einem ockergelb-bräunlichen, etwas mergelig-flaserigen Riffschuttkalk mit verkieselten Korallenstöcken, wie er vollkommen gleichartig von der Schwäbischen Alb, vor allem bei Nattheim, aber auch aus dem Gebiet westlich Ulm, bekannt ist. Dort treten solche Riffschuttkalke im Grenzbereich zwischen Massenkalken und Zementmergel-Bankkalk-Abfolgen des Weißjura-Zeta auf. Aus dem Ries, das sich im oberen Weißjura faziell eng an die südliche Frankenalb anschließt (vgl. Fesefeldt 1963, Gall 1971a), sind derartige Gesteine nicht bekannt. Eine Herkunft aus dem Molasse-Untergrund kann zwar nicht gänzlich ausgeschlossen werden, ist aber beim derzeitigen Kenntnisstand wenig wahrscheinlich. So sind die Weißjura-Zeta-Kalke der 50 km südsüdwestlich gelegenen Bohrung Scherstetten 1 (Roll et al. 1955) eher mit der fränkischen Fazies vergleichbar.

Ganz offensichtlich ist der Block glaziofluviatil von der Schwäbischen Alb antransportiert worden, und zwar durch eine prä-günzeiszeitliche Donau, deren Lauf noch südlich des von Scheuenpflug (1971) angenommenen altpleistozänen lag. Die Schotter der Hohenrieder Schotterterrassentreppe sind aber nach Meinung aller bisheriger Autoren (u. a. Graul 1943, Schaefer 1953) vom Lech abgelagert worden. In der Tat lassen ihre Zusammensetzung und ihr morphologisches Auftreten auch heute eine andere Deutung nicht zu. Nur vereinzelte, gegen fluviatile Umlagerung resistente Relikte verraten hier also noch, daß auch an dieser Stelle einst eine Donau geflossen sein muß.

Ob die Donau schon im Pliozän ihren Lauf durchs Alpenvorland genommen hat, wie dies z. B. Scheuenpflug (1971) für möglich hält, ist ungewiß. Funde Reuterscher Blöcke können keine Belege hierfür liefern, da ihr glaziofluviatiler Transport an ein zumindest dem heutigen ähnliches Klima und damit an das Quartär gebunden ist. Das massenhafte Auftreten von Weißjura-Fremdgesteinen an der Basis bereits der ältesten Schotter der Hohenrieder Terrassentreppe, die altersmäßig der Staufenberg-Terrassentreppe entspricht (Schaefer 1957, 42), darf umgekehrt als Hinweis gesehen werden, daß diese ältesten uns überlieferten Ablagerungen von Lech und Wertach bereits dem Pleistozän angehören. Im Pliozän waren die Bedingungen für den überwiegend glaziofluviatilen Antransport der Weißjura-Gesteine — sei es unmittelbar von der Alb oder von Brockhorizonten innerhalb der OSM weiter im Süden — wegen des noch zu warmen Klimas kaum gegeben.

Angeführte Schriften

Bernauer, F.: „Gekritzte Geschiebe" aus dem Diluvium von Heidelberg. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **5**, 26—29, Stuttgart 1915.

Birzer, F.: Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **19**, 1—28, 2 Abb., 1 Taf., Erlangen 1969.

Bolten, R. & D. Müller: Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung. — Geologica Bavarica, **61**, 87—130, 1 Tab., München 1969.

Branca, W. & E. Fraas: Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — Abh. preuß. Akad. Wiss., **1907**, 56 S., 1 Taf., Berlin 1907.

Brunnacker, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. — 94 S., 8 Abb., 8 Tab., 1 Beil., München 1959.

Brunnacker, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7536 Freising Nord. — 84 S., 8 Abb., 8 Tab., 1 Beil., München 1962.

Büchi, U. & F. Hofmann: Spuren vulkanischer Tätigkeit im Tortonien der Ostschweiz. — Eclogae geol. Helv., **38**, 2, 337—343, Lausanne 1945.

Dehm, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **67**, B, 139—256, 14 Abb., 1 geol. Karte, Stuttgart 1931.

Dehm, R.: Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**, 140—152, 3 Abb., Stuttgart 1951.

Dehm, R.: Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — In: Erl. Geol. Übersichtskarte Süddeutsch. Molasse 1:300 000, 81 bis 88, München 1955.

Dehm, R.: Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan. 3. Dinotherium in der Chinji-Stufe der unteren Siwalik-Schichten. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **114**, 1—34, 2 Abb., 2 Taf., München 1963.

Dorn, C.: Die Ablagerungen der obermiocänen Süßwasserkalke bei Pleinfeld und Georgsgemünd in Mittelfranken. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **28**, 67—98, Stuttgart 1939.

Dorn, C.: Beiträge zur Geologie des Rieses. — N. Jb. Mineral. etc., Mh. **1943**, B, 299 bis 312, Stuttgart 1943.

Fesefeldt, K.: Der Obere Malm im südlichen Vorries. — Erlanger geol. Abh., **47**, 33 S., 7 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen 1963.

Gall, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. — 186 S., 17 Abb., 6 Tab., München 1971 — [1971a].

Gall, H.: Obere Süßwassermolasse (Hangendserie) über Riestrümmermassen bei Graisbach (südöstliches Vorries) und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte der Schwäbisch-Fränkischen Alb. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11**, 295—327, 6 Abb., München 1971 — [1971b].

Gall, H.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des südöstlichen Vorrieses zwischen Höchstädt a. d. Donau und Donauwörth. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **145**, 1, 58 bis 95, 4 Abb., Stuttgart 1974.

Gall, H. & D. Müller: Die Monheimer Höhensande. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **52**, 113—131, 2 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Stuttgart 1970.

Gall, H. & D. Müller: Der „Riesgries" bei Wellheim — eine aufgeschürfte Scholle in Bunten Trümmermassen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 5, 271—284, 3 Abb., Stuttgart 1971.

Gall, H., D. Müller & A. Yamani: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Cenoman-Ablagerungen auf der südwestlichen Frankenalb (Bayern). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **143**, 1, 1—22, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1973.

Gall, H., D. Müller & D. Stöffler: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfsmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. — Geol. Rdsch., 12 Abb., 2 Tab., Berlin 1975.

Gentner, W. & G. A. Wagner: Altersbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten. — Geologica Bavarica, **61**, 296—303, 5 Abb., 2 Tab., München 1969.

Graul, H.: Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. Die Entwicklung des unteren Lechlaufes und des Donaumoosbeckens. — Forsch. deutsch. Landeskunde, **43**, 114 S., 17 Abb., 8 Beil., Leipzig 1943.

Grimm, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., **26**, 97—199, 14 Abb., 1 Tab., Taf. 3—10, Hannover 1957.

Gümbel, C. W. v.: Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (Nr. XV) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 34 S., Cassel (Fischer) 1899.

Herold, R.: Eine Malmkalk-Trümmermasse in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns. — Geologica Bavarica, **61**, 413—427, 10 Abb., München 1969.

Hofmann, F.: Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süßwassermolasse) und zur Bodenseegeologie. — Ber. Tät. St. Gall. Naturwiss. Ges., **74**, 1—87, St. Gallen 1951.

Hofmann, F.: Horizonte fremdartiger Auswürflinge in der ostschweizerischen Oberen Süßwassermolasse und Versuch einer Deutung ihrer Entstehung als Impaktphänomen. — Eclogae geol. Helv., **66**, 1, 83—100, 5 Fig., 3 Tab., Basel 1973 — [1973a].

Hofmann, F.: Fremdartige Trümmerhorizonte in der Molasse des ostschweizerischen Bodenseegebietes und ihre Beziehungen zur Entstehung des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — Schrr. VG Bodensee, **91**, 125—139, 6 Abb., Friedrichshafen 1973 — [1973b].

Hüttner, R.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, 49—125, 5 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Freiburg i. Br. 1961.

Hüttner, R.: Bunte Trümmermassen und Suevit. — Geologica Bavarica, **61**, 142—200, 26 Abb., 2 Beil., München 1969.

Kohl, H.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturkdl. Jb. Stadt Linz, **1968**, 7—60, Linz 1968.

Penck, A.: Die Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes. In: Penck, A. & E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, **1**, 1. Lfg., 27—112, Leipzig 1901.

Priehäusser, G.: Ortsfremde Gesteinsblöcke im diluvialen Schotter der Donaulandschaft bei Straubing. — Geologica Bavarica, **19**, 281—296, München 1953.

Reuter, L.: Die Verbreitung jurasischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvial-Gebiet. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14**, 191—218, 3 Abb., 1 Kartenskizze, Stuttgart 1926.

Roll A. und Mitarbeiter: Die Erdölaufschlußbohrung Scherstetten 1 südwestlich Augsburg. — Geologica Bavarica, **24**, 176 S., 33 Abb., 3 Taf., München 1955.

Rutte, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7037 Kelheim. — 243 S., München 1962.

Schaefer, I.: Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geologica Bavarica, **19**, 13—64, 15 Abb., München 1953.

Schaefer, I.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000. — 92 S., München 1957.

Schetelig, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., 25 Abb., 1 geol. Karte, München 1962.

Scheuenpflug, L.: Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). — Geologica Bavarica, **63**, 177—194, 3 Abb., München 1970.

Scheuenpflug, L.: Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayer. Schwaben). — Ber. Naturf. Ges. Augsburg, **27**, 3—10, 2 Abb., Augsburg 1971.

Scheuenpflug, L.: Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte. — Eiszeitalter und Gegenwart, **23/24**, 154—158, 1 Abb., Öhringen 1973.

Schröder, J. & R. Dehm: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturwiss. Ver. Schwaben, **5**, 147 S., 3 Abb., 5 Taf., 1 geol. Karte, Augsburg 1950.

Seemann, R.: Versuch einer vorwiegend tektonischen Erklärung des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **81**, B, 70—214, Stuttgart 1939.

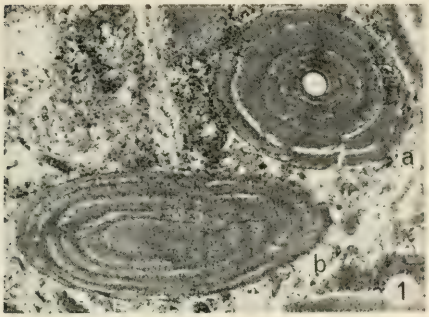
Siegl, W.: Glastuff in der oberbayerischen Molasse und seine Beziehung zur Bleicherde. — N. Jb. Mineral. etc., Mh. **1945—48**, A, 77—82, Stuttgart 1948.

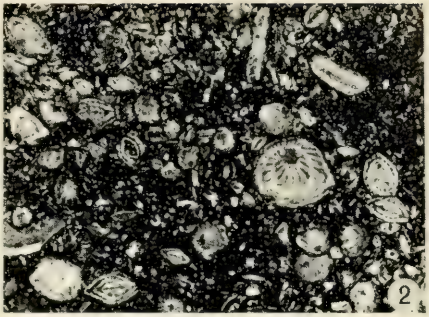
Stephan, W.: Ein tortonischer vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. — Geologica Bavarica, **14**, 76—85, München 1952.

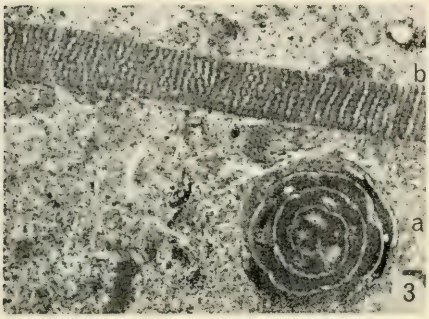
Weidenbach, F.: Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. — Jh. Geol. Abt. Württemb. Statist. Landesamt, **1951**, 1, 120—127, Stuttgart 1951.

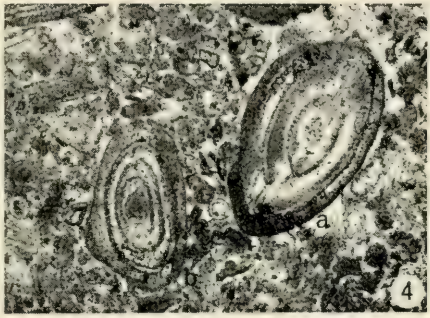
Weiskirchner, W.: Einführung zur Exkursion in den Hegau. — Fortschr. Mineral., **50**, 70—84, Stuttgart 1972.

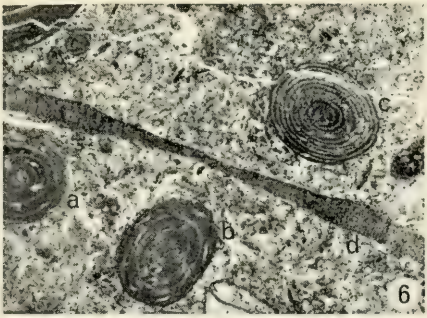
Zenetti, P.: Ein erratischer Block im Hochterrassenschotter bei Höchstädt a. d. Donau. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, **69**, 200—204, 2 Abb., Stuttgart 1913.

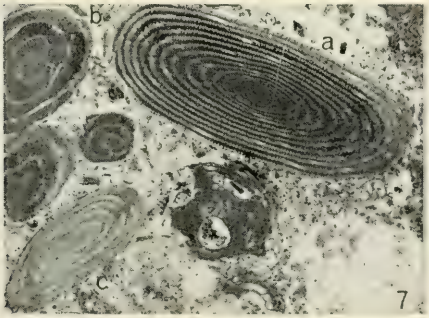


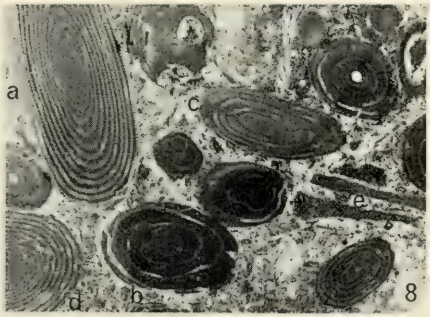




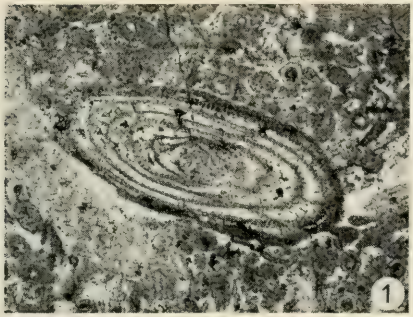




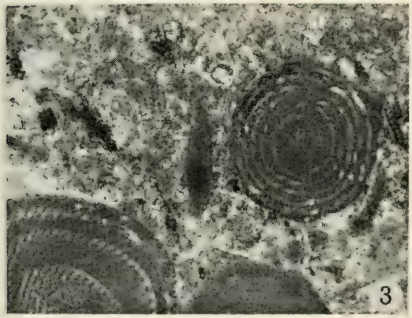


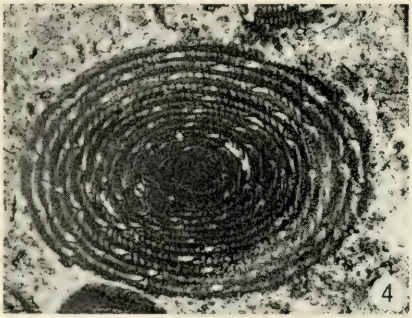


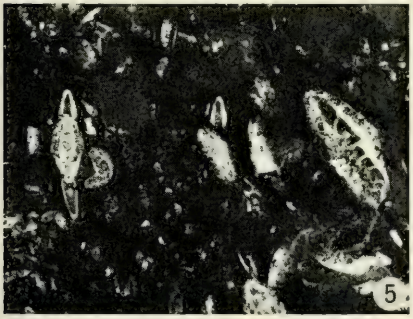
Omara, S. & A. I. Kenawy: Larger Foraminifera from Egypt **Tafel 1**


1

2


3

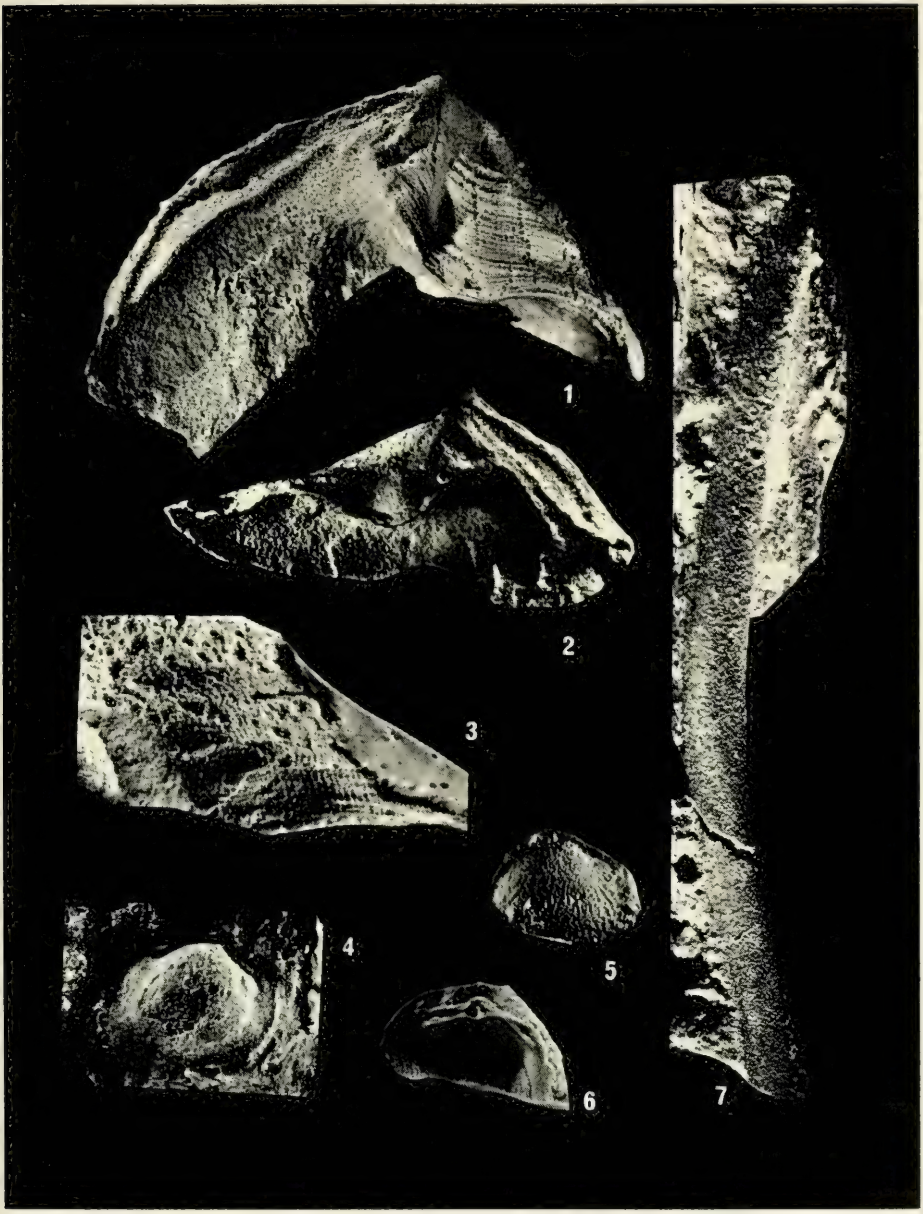

4


5

6

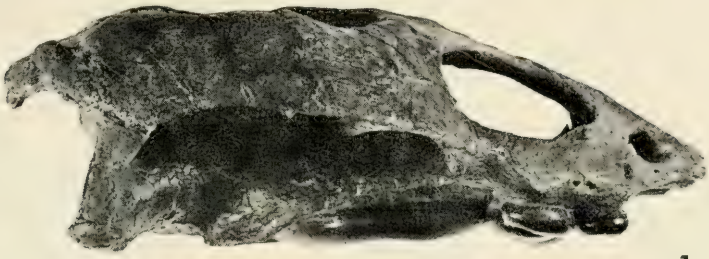
7

8

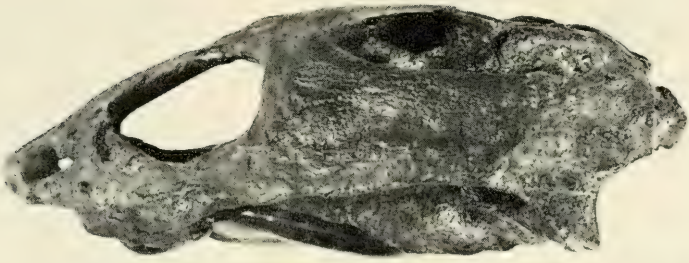


YAMANI, S.-A. & G. SCHAIRER: Bivalvia von Großmehring Tafel 3

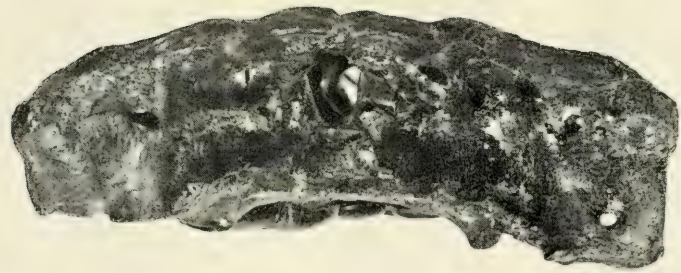
Schubert-Klempnauer, H.: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp. **Tafel 4**



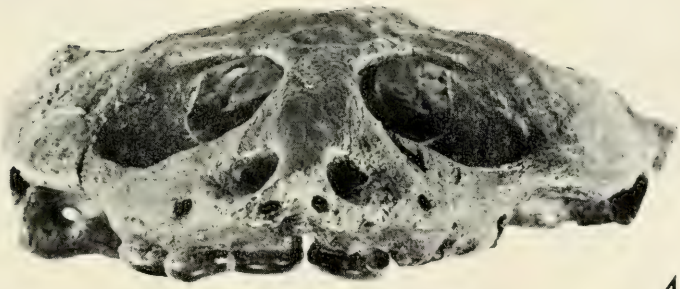
1



2

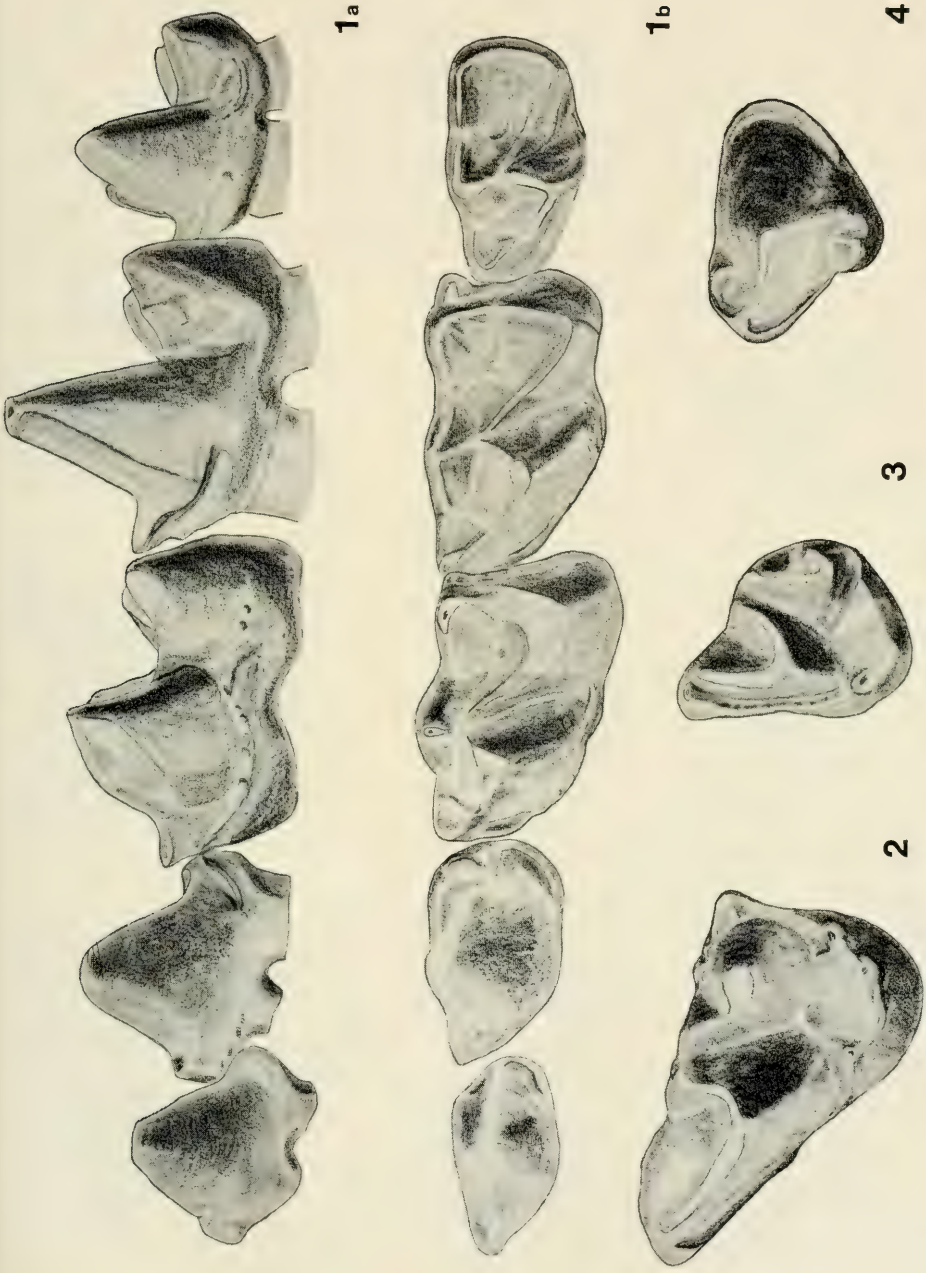


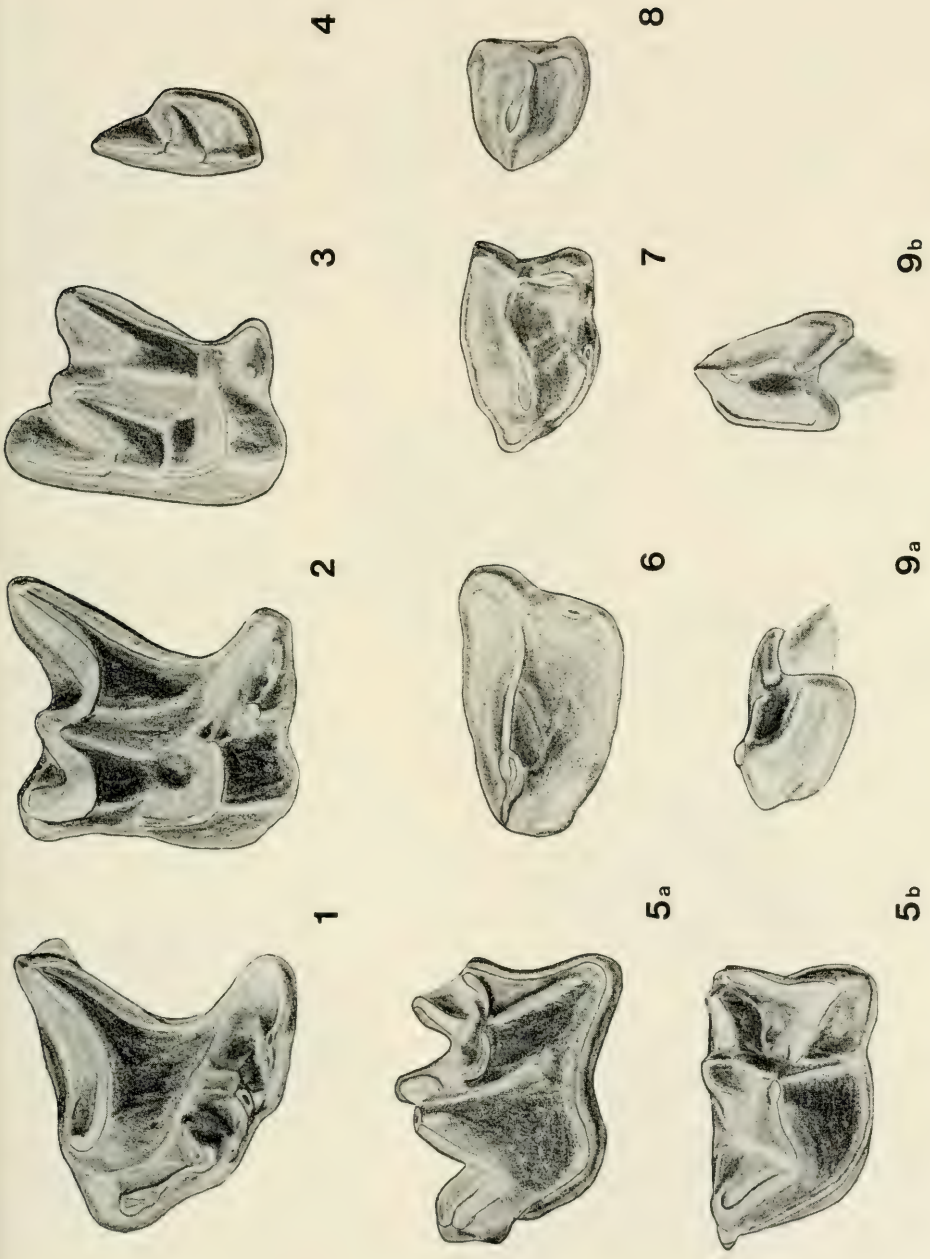
3

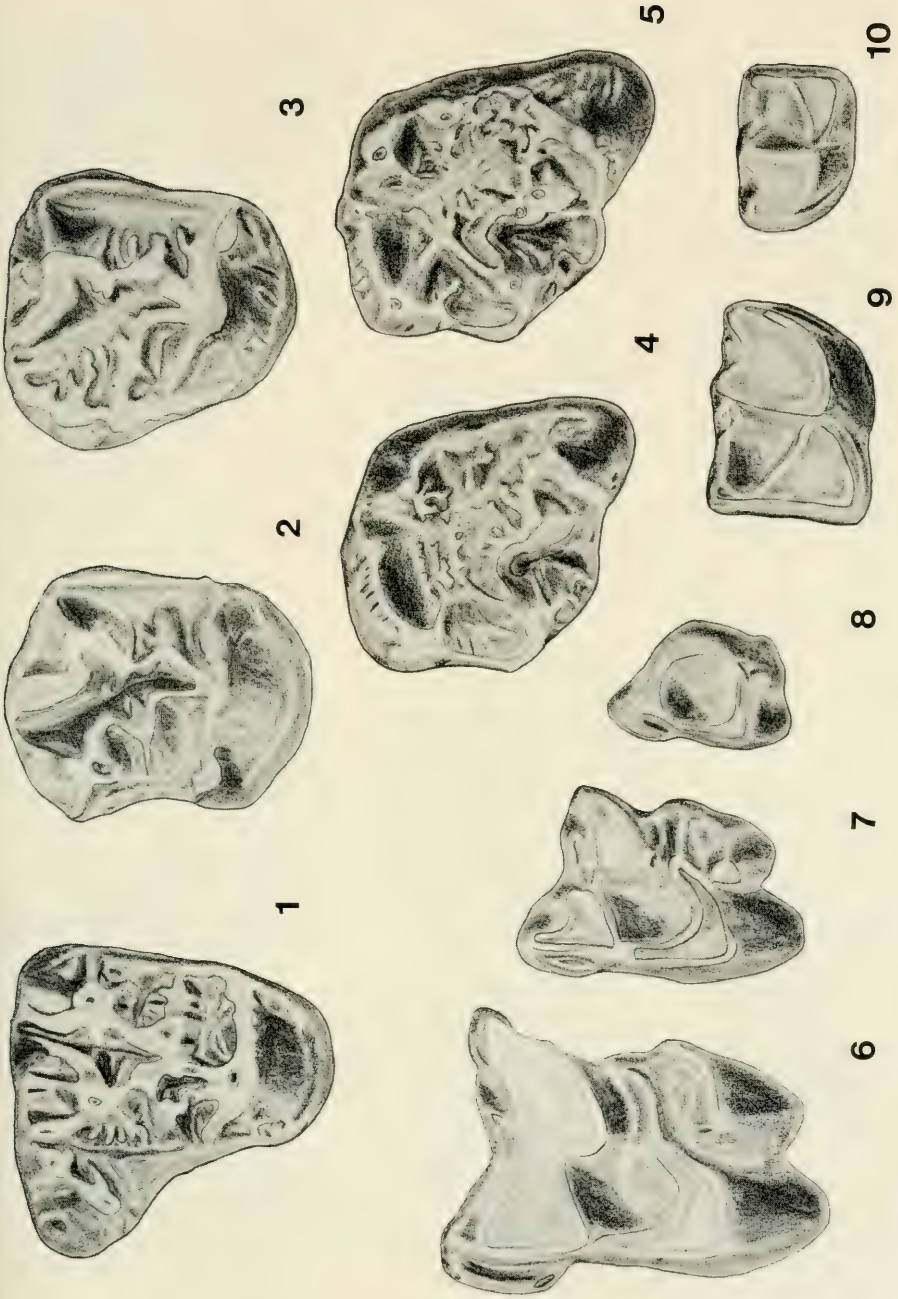


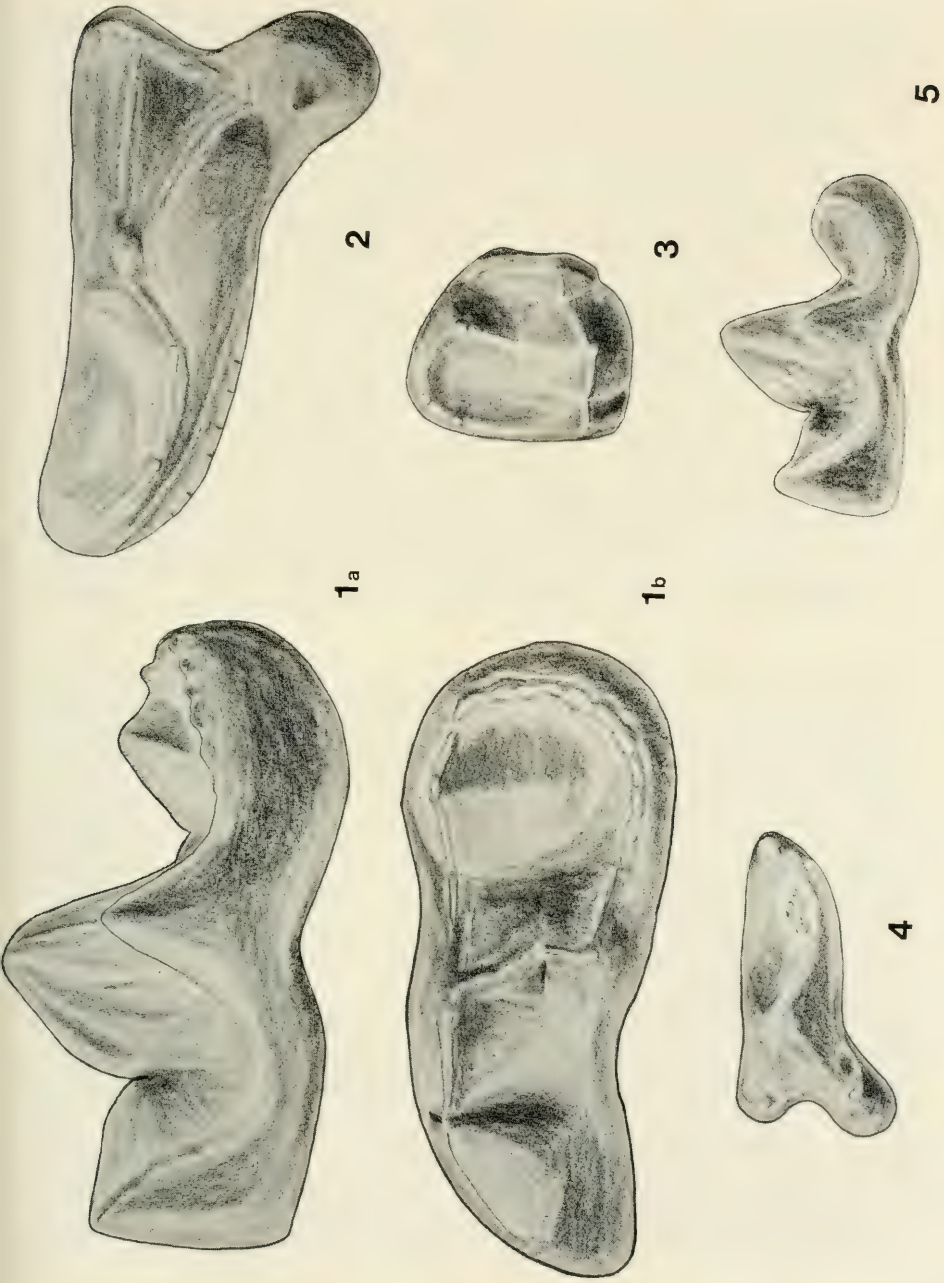
4

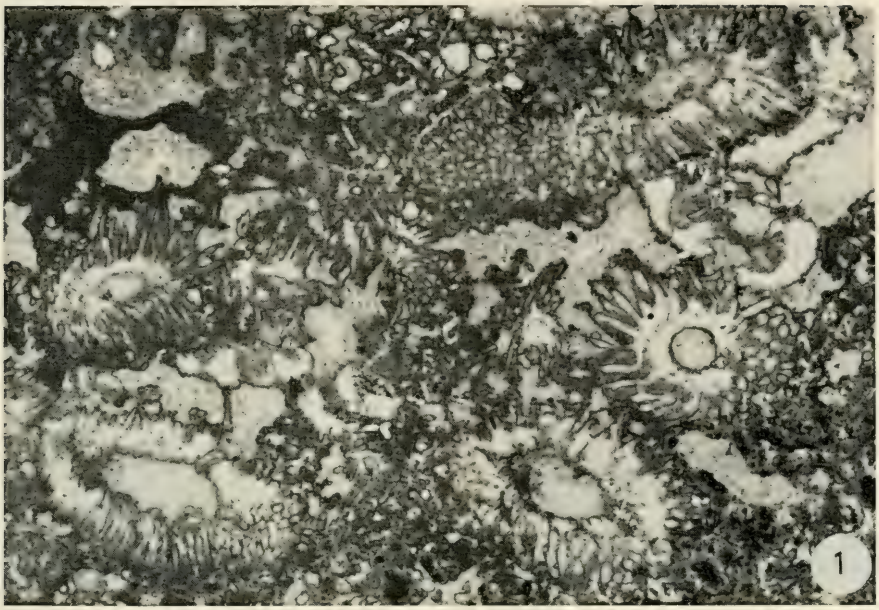
SCHUBERT-KLEMPNAUER, H.: *Macroplacus raeticus* n. g., n. sp. **Tafel 5**

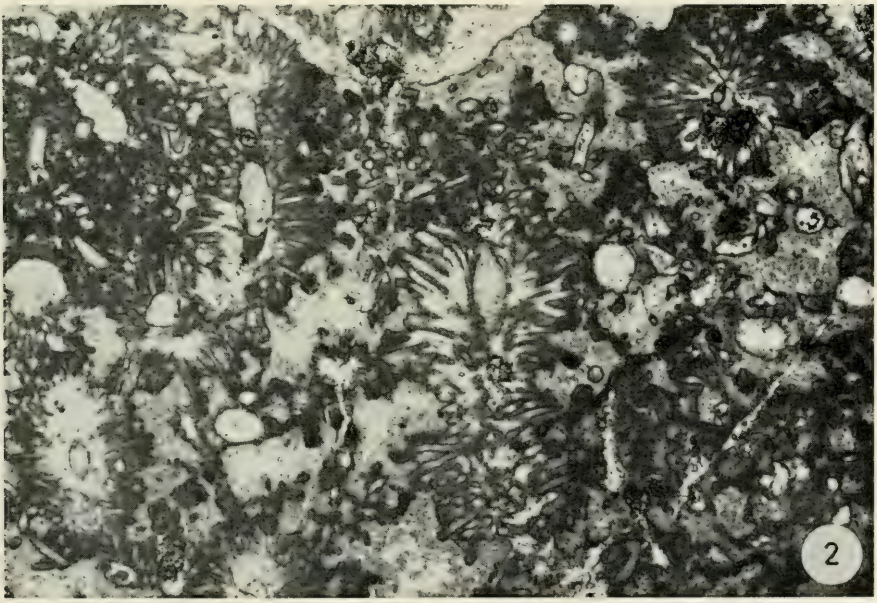

1a
1b
4
3
2


4
8
3
7
9b
2
6
9a
1
5a
5b

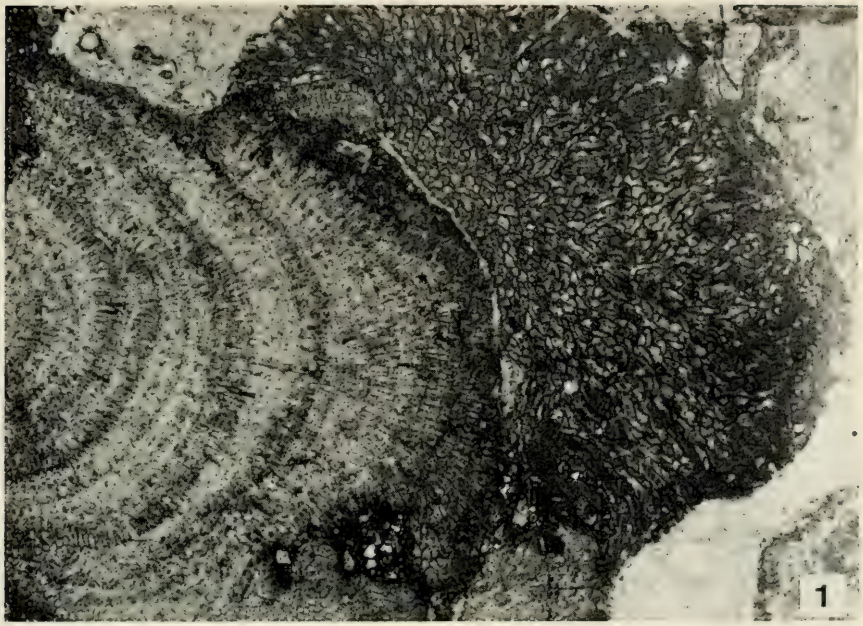

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

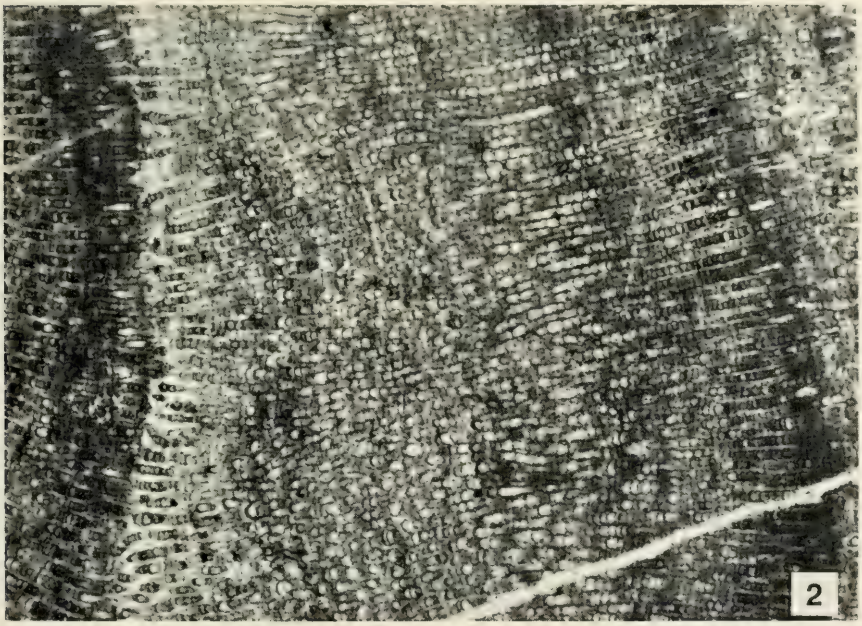

2
3
5
1a
1b
4



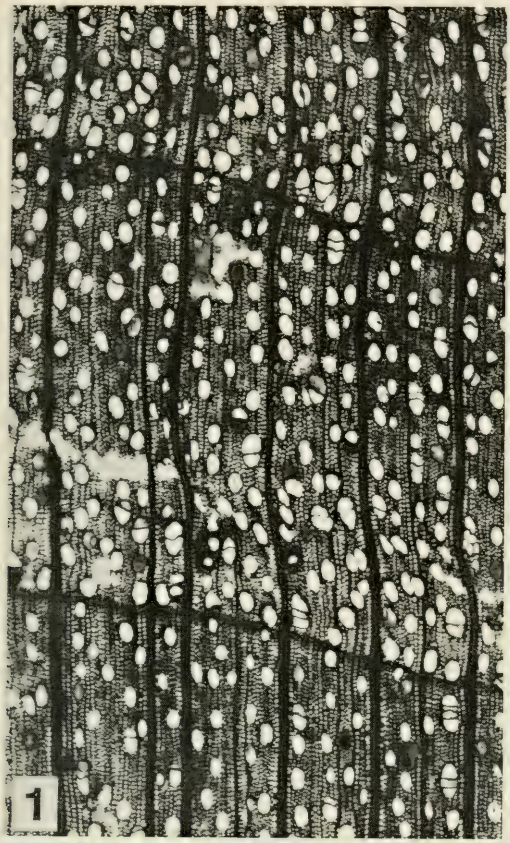


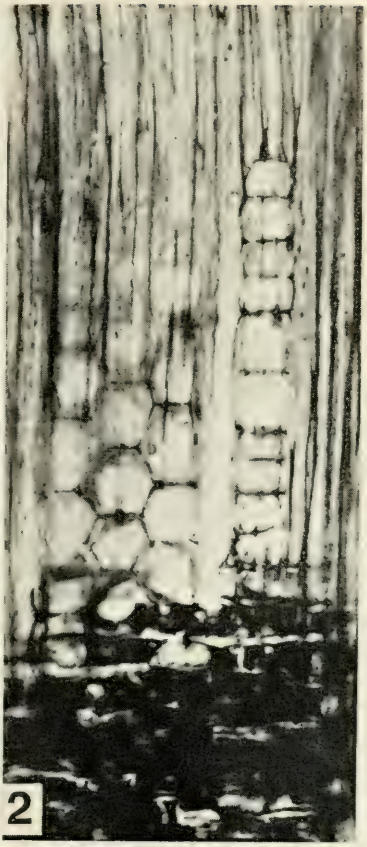
OTT, E.: *Teutloporella echinata* n. sp. **Tafel 10**

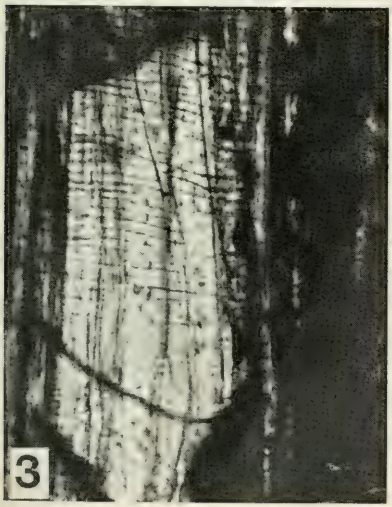


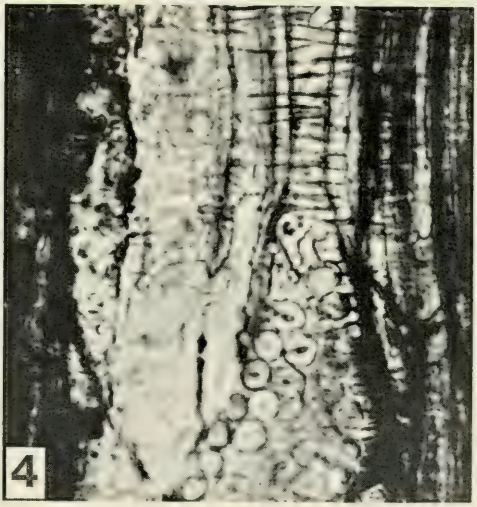


HAGN, H. & E. OTT: *Elianella elegans* PFENDER & BASSE **Tafel 11**

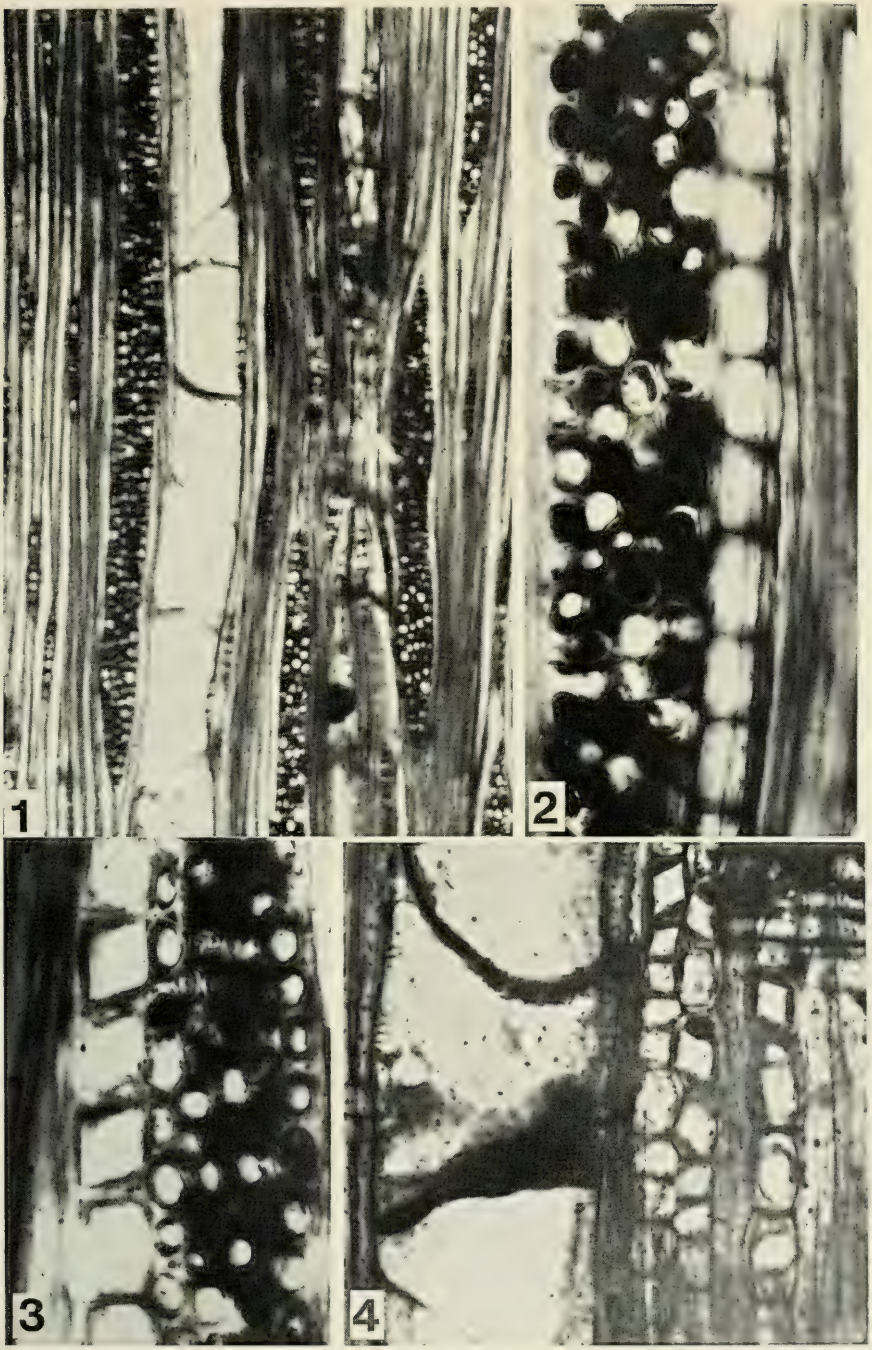




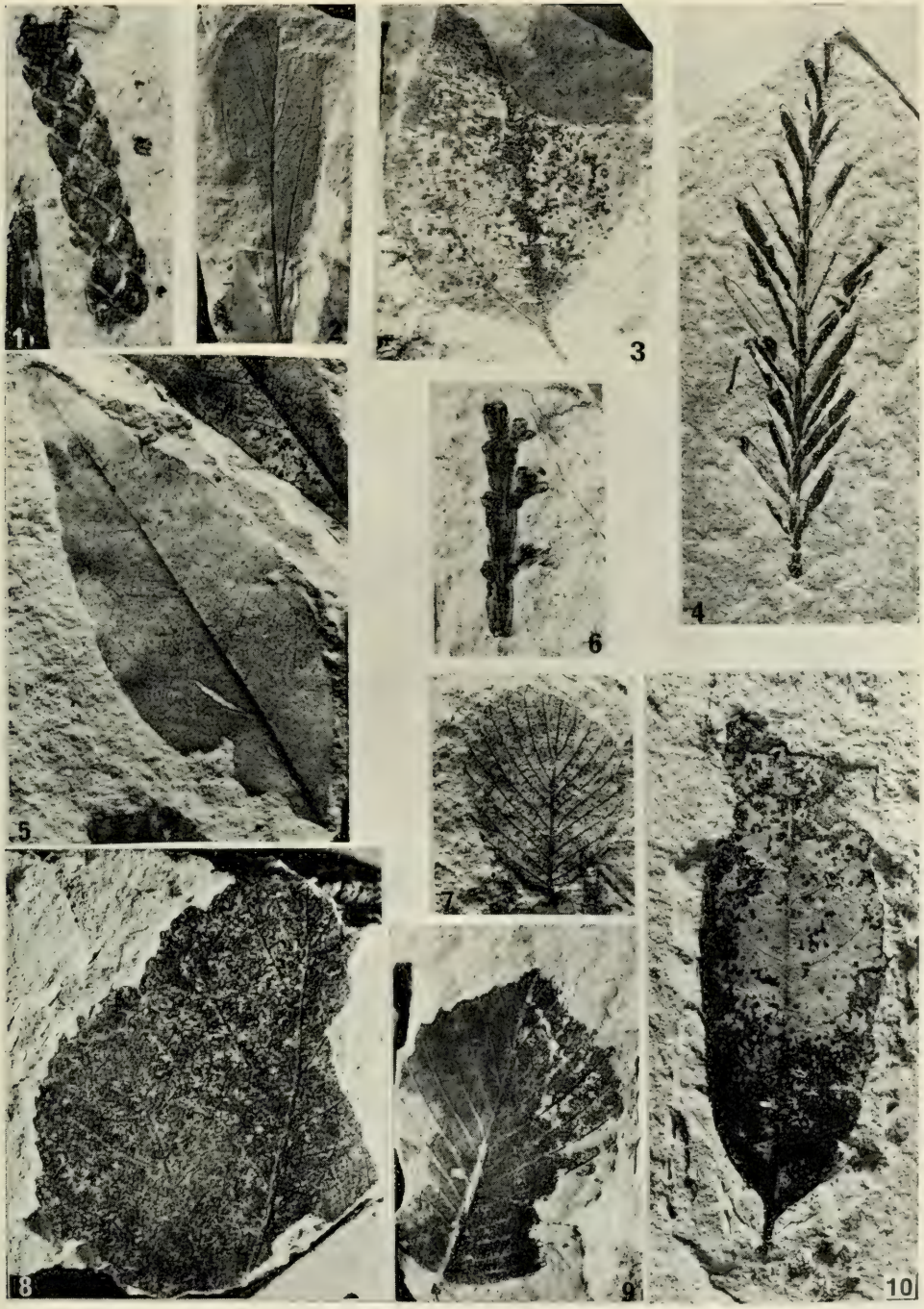




SELMEIER, A.: *Fagaroxylon bavaricum* n. sp. **Tafel 12**



SELMEIER, A.: *Fagaroxylon bavaricum* n. sp. Tafel 13



Heimann, K. O., W. Jung & K. Braune: Messinien in Nord-Korfu

Tafel 14

M96 SI

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 16

INHALT

Joachim Schröder † 3

AGADJANIAN, ALEXANDER: Die Entwicklung der Lemminge der zentralen und östlichen Paläarktis im Pleistozän 53

BOGNER, JOSEF: Die systematische Stellung von *Acoropsis* CONWENTZ, einer fossilen Aracee aus dem Bernstein 95

BOSSCHA ERDBRINK, DIRK PIETER: A fossil Giraffine from the Marāgheh region in N. W. Iran 29

BOSSCHA ERDBRINK, DIRK PIETER: Early *Samotherium* and early *Oioceros* from an Uppermost Vindobonian fossiliferous pocket at Mardaq near Marāgheh in N. W. Iran (plate 2) 41

BUFFETAUT, ERIC: Der Land-Krokodilier *Libycosuchus* STROMER und die Familie Libycosuchidae (Crocodylia, Mesosuchia) aus der Kreide Afrikas 17

FAHLBUSCH, VOLKER: *Cricetus major* WOLDŘICH (Mammalia, Rodentia) aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung Petersbuch 1 (Tafel 4—5) 71

HAGN, HERBERT: Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär) (Tafel 11—13) 113

HARTENBERGER, JEAN LOUIS & NORBERT SCHMIDT-KITTLER: Un nouveau genre de Theridomyoidea (Mammalia, Rodentia) dans les Phosphorites du Quercy (planche 3) 65

HEIMANN, KARL O. & WALTER JUNG: Palökologische und fazielle Untersuchungen an Gesteinen des Evaporitzyklus II bei Paghi/Nordkorfu (Griechenland) (Tafel 9—10) 105

HEISSIG, KURT & NORBERT SCHMIDT-KITTLER: Neue Lagomorphen-Funde aus dem Mitteloligozän 83

JUNG, WALTER: *Utricularia*-Turionen (Winterknospen) aus dem Interglazial von Zeifen/Oberbayern (Tafel 6—8) 99

SCHAIRER, GERHARD: Zwei seltene Ammoniten aus der *platynota*-Zone der Südlichen Frankenalb (Bayern) (Tafel 1) 11

YAMANI, SEYED-ALI: Revision der Bivalvenfauna der Kelheimer Diceraskalke (Untertithon, Bayern) 5

MÜNCHEN, 25. Oktober 1976
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	16	133	13 Taf.	München, 25. 10. 1976

ISSN 0077 - 2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 16

INHALT

Joachim Schröder † 3

AGADJANIAN, ALEXANDER: Die Entwicklung der Lemminge der zentralen und östlichen Paläarktis im Pleistozän 53

BOGNER, JOSEF: Die systematische Stellung von *Acoropsis* CONWENTZ, einer fossilen Aracee aus dem Bernstein 95

BOSSCHA ERDBRINK, DIRK PIETER: A fossil Giraffine from the Marāgheh region in N. W. Iran 29

BOSSCHA ERDBRINK, DIRK PIETER: Early *Samotherium* and early *Oioceros* from an Uppermost Vindobonian fossiliferous pocket at Mardaq near Marāgheh in N. W. Iran (plate 2) 41

BUFFETAUT, ERIC: Der Land-Krokodilier *Libycosuchus* STROMER und die Familie Libycosuchidae (Crocodylia, Mesosuchia) aus der Kreide Afrikas 17

FAHLBUSCH, VOLKER: *Cricetus major* WOLDŘICH (Mammalia, Rodentia) aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung Petersbuch 1 (Tafel 4—5) 71

HAGN, HERBERT: Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär) (Tafel 11—13) 113

HARTENBERGER, JEAN LOUIS & NORBERT SCHMIDT-KITTLER: Un nouveau genre de Theridomyoidea (Mammalia, Rodentia) dans les Phosphorites du Quercy (planche 3) 65

HEIMANN, KARL O. & WALTER JUNG: Palökologische und fazielle Untersuchungen an Gesteinen des Evaporitzyklus II bei Paghi/Nordkorfu (Griechenland) (Tafel 9—10) 105

HEISSIG, KURT & NORBERT SCHMIDT-KITTLER: Neue Lagomorphen-Funde aus dem Mitteloligozän 83

JUNG, WALTER: *Utricularia*-Turionen (Winterknospen) aus dem Interglazial von Zeifen/Oberbayern (Tafel 6—8) 99

SCHAIRER, GERHARD: Zwei seltene Ammoniten aus der *platynota*-Zone der Südlichen Frankenalb (Bayern) (Tafel 1) 11

YAMANI, SEYED-ALI: Revision der Bivalvenfauna der Kelheimer Diceraskalke (Untertithon, Bayern) 5

MÜNCHEN, 25. Oktober 1976

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 16 133 13 Taf. München, 25. 10. 1976

ISSN 0077 - 2070

JOACHIM SCHRÖDER

14. Dezember 1891—29. April 1976

Die Bayerische Staatssammlung und das Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie betrauern den Heimgang von Professor Dr. Joachim Schröder, Direktor der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie i. R. und Honorarprofessor für Paläontologie und historische Geologie an der Universität München.

Professor Schröder gehörte der Forschergeneration an, die 1914 als kriegsfreiwillige Studenten ins Feld zogen und nach dem I. Weltkrieg aufgeschlossen und gereift ihr Studium fortsetzten.

Vom 1. Oktober 1920 an bis zum Eintritt in den Ruhestand am 1. Juli 1958 hat er an Staatssammlung und Universitätsinstitut unermüdlich gewirkt, zuerst als Assistent und Konservator, ab 1954 als Direktor der Staatssammlung.

Mit ihm ist ein Mann von uns gegangen, dem in besonderer Weise die Aufgabe zugekommen war, Forschung und Lehre auf dem Gebiet der Paläontologie und historischen Geologie in München zu wahren und einer neuen Belebung entgegenzuführen: Dank seiner mit Prof. Dr. Edgar Dacqué und Dr. Emil Weber gemeinsamen Auslagerungstätigkeit blieben 1944 ein wesentlicher Teil der Sammlungen und die einzigartige Bibliothek vor Vernichtung bewahrt, und vermöge seiner Umsicht kamen nach dem Kriege Staatssammlung und Universitätsinstitut nach mehreren Umzügen wieder in Räume, die Forschung und Lehre ermöglichten.

Sein jederzeit freundliches, alle Sorgen verstehendes Wesen hat ihm gute Freunde eingetragen. Ein Charakterzug seiner Persönlichkeit darf hervorgehoben werden: eine Sache ganz zu tun. Ein Beispiel ist die Forschungsreise 1928/29 in die Karroo-Formation Südafrikas zusammen mit seiner Frau: planmäßige, mühevolle Aufsammlungen im Gelände, nach der Rückkehr sorgfältigste, durch lange Monate währende Überwachung der schwierigen Präparation und Vorbereitung der wissenschaftlichen Untersuchung und schließlich gemeinsam mit Prof. Dr. Ferdinand Broili die Publikation von 28 Einzelarbeiten bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften.

Sein Andenken wird in Ehren gehalten werden.

Die Glückwunschadresse zum 75. Geburtstag (diese Mitt. **6**, S. 3—8, mit Bild, 1966) ist seinem Wirken gewidmet und enthält das Schriftenverzeichnis.

R. Dehm

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 5—10 München, 25. 10. 1976

Revision der Bivalvenfauna der Kelheimer Diceraskalke (Untertithon, Bayern)

Von Seyed-Ali Yamani[1])

Zusammenfassung

Die Bivalvenfauna der Kelheimer Diceraskalke wird revidiert und anschließend nach der neueren Systematik aufgeführt. Die abgebildeten und beschriebenen Bivalvia umfassen 19 Familien, 30 Gattungen und 53 Arten. *Pteroperna boehmi* wird als eine neue Art aus diesem Vorkommen bekannt gemacht.

Abstract

The bivalve collection of Boehm (1881) from the Kelheim *Diceras* Limestone (Upper Jurassic, Bavaria) has been revised and rearranged according to the systematics of Newell (R. C. Moore, ed.: Treatise of Invertebrate Paleontology, Part N, 1969). The bivalves represent 30 genera and 53 species belonging to 19 families. *Pteroperna boehmi* was found to be a new species.

Inhalt

A. Einleitung 5
B. Revision der Bivalvenfauna 6
C. Systematische Faunenliste 8
Literaturverzeichnis 10

A. Einleitung

Die als *Diceras*-Kalke in die Literatur eingegangenen Korallenkalke von Kelheim waren bereits 1881 Gegenstand einer faunistischen Untersuchung von Schlosser, Boehm & Lorié. In diesem Werk werden die Gastropoda, Bivalvia, Brachiopoda und Echinodermata des Vorkommens beschrieben. Die neuere Systematik der Bivalvia erlaubt es nun, die von Boehm beschriebenen Formen, die zum größten Teil in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie vorhanden sind, zu revidieren (7 Formen sind nicht mehr auffindbar). Anschließend wird die Fauna systematisch eingeteilt. Die Originale, die in der oben genannten Sammlung aufbewahrt werden, sind mit (*) gekennzeichnet. Bei synonymen Arten ist mit (+) auf Yamani 1975 hingewiesen worden.

[1]) Dipl.-Geol. Dr. S.-A. Yamani, Teheran, P.O.B. 2790, Iran.

B. Revision der Bivalvenfauna

Boehm 1881		Revision
Taf. 23 (7)		
Fig. 1— 2	* *Arcomya kelheimensis* n. sp.	*Pachymya (Arcomya) kelheimensis* (Boehm)
Fig. 3— 5	* *Opis plana* n. sp.	*Coelopis (Coelopis) plana* (Boehm)
Fig. 6— 7	*Gastrochaena* sp.	? *Gastrochaena* sp.
Fig. 8—11	* *Opis* aff. *carinata* Quenstedt	*Coelopis (Coelopis)* aff. *carinata* (Quenstedt)
Taf. 24 (8)		
Fig. 1—3	* *Pachyrisma latum* n. sp.	*Pachyrisma (Pachyrisma) latum* Boehm
Taf. 25 (9)		
Fig. 1	* *Astarte studeriana* de Loriol	*Praeconia studeriana* (De Loriol)
Fig. 2a—b	* *Diceras* sp.	*Plesiodiceras valfinese* (Boehm)
Fig. 3a—b	* *Diceras münsteri* Goldfuss	*Plesiodiceras muensteri* (Goldfuss)
Fig. 4	* *Diceras bavaricum* Zittel	*Eodiceras bavaricum* (Zittel)
Fig. 5— 6	* *Astarte subproblematica* n. sp.	*Prorokia subproblematica* (Boehm)
Taf. 26 (10) Fig. 1—4	* *Diceras bavaricum* Zittel	*Eodiceras bavaricum* (Zittel)
Taf. 27 (11)		
Fig. 1—2	* *Diceras speciosum* var. *aequivalvis* Münster	*Paradiceras aequivalve* (Boehm)
Fig. 3—4	* *Diceras bavaricum* Zittei	*Eodiceras bavaricum* (Zittel)
Taf. 28 (12)		
Fig. 1—4	* *Diceras speciosum* var. *inaequivalvis* Münster	*Paradiceras inaequivalve* (Boehm)
Taf. 29 (13)		
Fig. 1—2	* *Diceras speciosum* var. *aequivalvis* Münster	*Paradiceras aequivalve* (Boehm)
Fig. 3—4	* *Arca pencki* n. sp.	*Arca (Arca) pencki* (Boehm)
Fig. 5	* *Cucullaea macerata* n. sp.	*Nemodon (Nemodon) maceratus* (Boehm)
Fig. 6	* *Arca uhligi* n. sp.	*Barbatia (Barbatia) uhligi* (Boehm)
Fig. 7	*Isoarca robusta* n. sp.	*Isoarca robusta* Boehm
Fig. 8—9	* *Isoarca striata* n. sp.	*Isoarca striata* Bonhm
Fig. 10	* *Isoarca regularis* n. sp.	*Isoarca regularis* Boehm
Fig. 11—12	* *Isoarca compacta* n. sp.	*Isoarca texata* (Münster)
Taf. 30 (14) Fig. 1—5	* *Isoarca explicata* n. sp.	*Isoarca explicata* Boehm
Taf. 31 (15)		
Fig. 1—2	* *Isoarca alta* n. sp.	*Isoarca alta* Boehm

Boehm 1881			Revision
Fig. 3	*	*Mytilus (Pachymytilus) crassissimus* n. sp.	*Pachymytilus crassissimus* Boehm
Fig. 4—5	*	*Isoarca speciosa* Münster	*Isoarca speciosa* Münster
Fig. 6—7	*	*Mytilus couloni* Marcou	*Arcomytilus couloni* (Marcou)
Taf. 32 (16)			
Fig. 1—2	*	*Trichites seebachi* n. sp.	*Trichites seebachi* Boehm
Taf. 33 (17)			
Fig. 1—2	*	*Trichites seebachi* n. sp.	*Trichites seebachi* Boehm
Taf. 34 (18)			
Fig. 1—4		*Trichites incrassatus* n. sp.	*Trichites incrassatus* Boehm
Taf. 35 (19)			
Fig. 1—3		*Trichites zitteli* n. sp.	*Trichites zitteli* Boehm
Taf. 36 (20)			
Fig. 1		*Trichites rugatus* n. sp.	*Trichites rugatus* Boehm
Fig. 2	*	*Trichites perlongus* n. sp.	*Trichites perlongus* Boehm
Fig. 3—5		*Pinna amplissima* n. sp.	*Pinna (Pinna) amplissima* Boehm
Fig. 6	*	*Pinna mytiloides* Münster	*Pinna (Pinna) mytiloides* Münster
Taf. 37 (21)			
Fig. 1a—b	*	*Perna pygmaea* n. sp.	*Isognomon (Isognomon) pygmaea* (Boehm)
Fig. 2	*	*Perna* sp.	*Isognomon (Isognomon)* sp.
Fig. 3	*	*Avicula* sp. indet.	*Pteroperna boehmi* n. sp.[2])
Fig. 4	+	*Lima lingula* n. sp.	*Lima (Lima) lingula* Boehm
Fig. 5	*+	*Lima alternicosta* Buvignier	*Pseudolimea duplicata* (Sowerby)
Fig. 6a—b	*	*Lima pratzi* n. sp.	*Plagiostoma pratzi* (Boehm)
Fig. 7— 8	*	*Lima (Ctenostreon) rubicunda* n. sp.	*Ctenostreon rubicundum* Boehm
Fig. 9—10	*	*Gervillia* ? sp.	*Myoconcha boehmi* Rollier
Taf. 38 (22)			
Fig. 1	*	*Lima* aff. *halleyana* Etallon	*Ctenostreon* aff. *halleyanum* (Etallon)
Fig. 2—3	*	*Lima latelunulata* n. sp.	*Plagiostoma latelunulatum* (Boehm)
Fig. 4	*	*Lima notata* Goldfuss	*Lima (Lima) notata* Goldfuss
Fig. 5	+	*Lima (Ctenostreon)* aff. *proboscidea* Sowerby	*Ctenostreon pectiniforme* (Schlotheim)
Taf. 39 (23)		*Lima brancoi* n. sp.	*Lima (Lima) brancoi* Boehm
Taf. 40 (24)			
Fig. 1	*	*Hinnites inaequistriatus* Voltz	*Eopecten inaequistriatus* (Voltz)

[2]) 1881 *Avicula* sp. indet. — Boehm: S. 175, Taf. 21, Fig. 3.

Boehm 1881			Revision
Fig. 2	*+	*Hinnites astartinus* de Loriol (Greppin)	*Eopecten subtilis* (Boehm)
Fig. 3a—b	*+	*Pecten* aff. *vimineus* Sowerby	*Chlamys (Chlamys) quenstedti* (Blake)
Fig. 4	*	*Hinnites subtilis* n. sp.	*Eopecten subtilis* (Boehm)
Fig. 5	*	*Pecten* aff. *tithonius* Gemmellaro & Di Blasi	*Camptonectes (Camptochlamys)* aff. *tithonicus* (Gemmellaro & Di Blasi)
Fig. 6	*	*Pecten* aff. *nebrodensis* Gemmellaro & Di Blasi	*Chlamys (Aequipecten) nebrodensis* (Gemmellaro & Di Blasi)
Fig. 7	*	*Pecten paraphoros* n. sp.	*Chlamys (Chlamys) paraphora* (Boehm)
Fig. 8	*	*Anomia jurensis* A. Roemer sp.	*Placunopsis jurensis* (Roemer)
Fig. 9—10	*	*Exogyra wetzleri* n. sp.	*Exogyra wetzleri* Boehm
Fig. 11—12	*	*Hinnites gigas* n. sp.	*Eopecten gigas* (Boehm)

C. Systematische Faunenliste

I. Palaeotaxodonta
- Isoarcidae
  - *Isoarca speciosa* Münster
  - *Isoarca explicata* Boehm
  - *Isoarca robusta* Boehm
  - *Isoarca alta* Boehm
  - *Isoarca striata* Boehm
  - *Isoarca regularis* Boehm
  - *Isoarca texata* Münster

II. Pteriomorphia
- Arcidae
  - *Arca (Arca) pencki* Boehm
  - *Barbatia (Barbatia) uhligi* (Boehm)
- Parallelodontidae
  - *Nemodon (Nemodon) maceratus* (Boehm)
- Mytilidae
  - *Arcomytius couloni* (Marcou)
- Pinnidae
  - *Pinna (Pinna) amplissima* Boehm
  - *Pinna (Pinna) mytiloides* Münster
  - *Trichites seebachi* Boehm
  - *Trichites incrassatus* Boehm
  - *Trichites zitteli* Boehm
  - *Trichites rugatus* Boehm
  - *Trichites perlongus* Boehm

Myalinidae
Pachymytilus crassissimus Boehm
Pteriidae
Pteroperna boehmi n. sp.
Isognomonidae
Isognomon (Isognomon) pygmaea Boehm
Isognomon (Isognomon) sp.
Pectinidae
Camptonectes (Camptochlamys) tithonicus (Gemmellaro & Di Blasi)
Chlamys (Chlamys) quenstedti (Blake)
Chlamys (Chlamys) paraphora (Boehm)
Chlamys (Aequipecten) nebrodensis (Gemmellaro & Di Blasi)
Eopecten inaequistriatus (Voltz)
Eopecten subtilis (Boehm)
Eopecten gigas (Boehm)
Terquemiidae
Placunopsis jurensis (Roemer)
Limidae
Lima (Lima) notata Goldfuss
Lima (Lima) brancoi Boehm
Lima (Lima) lingula Boehm
Ctenostreon rubicundum Boehm
Ctenostreon aff. *halleyanum* (Etallon)
Ctenostreon pectiniforme (Schlotheim)
Plagiostoma pratzi (Boehm)
Plagiostoma latelunulatum (Boehm)
Pseudolimea duplicata (Sowerby)
Gryphaeidae
Exogyra wetzleri Boehm

III. Heterodonta
Permophoridae
Myoconcha boehmi Rollier
Astartidae
Praeconia studeriana (De Loriol)
Prorokia subproblematica (Boehm)
Coelopis (Coelopis) plana (Boehm)
Coelopis (Coelopis) aff. *carinata* (Quenstedt)
Gastrochaenidae
? *Gastrochaena* sp.
Megalodontidae
Pachyrisma (Pachyrisma) latum Boehm
Diceratidae
Plesiodiceras valfinense (Boehm)
Plesiodiceras muensteri (Goldfuss)
Paradiceras aequivalve (Boehm)
Paradiceras inaequivalve (Boehm)
Eodiceras bavaricum (Zittel)

IV. Anomalodesmata
Pholadomyidae
Pachymya (Arcomya) kelheimensis (Boehm)

Literaturverzeichnis

Boehm, G.: Die Fauna des Kelheimer Diceras-Kalkes. II. Bivalven. — Palaeontographica, **28**, 4—5, S. 145—191, Taf. 23—40, Stuttgart 1881.

Moore, R. C. (Edit.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. N, 1+2, Mollusca, **6**, Bivalvia, XXXVIII + 592 S., 6198 Abb., Boulder, Col. (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas) 1969.

Yamani, S.-A.: Bivalvenfauna der Korallenkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Unteres Tithonian, Bayern. — Palaeontographica A, **149**, 1—3, 31—118, Taf. 14—19, 43 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1975.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 16 | 11—15 | München, 25. 10. 1976

Zwei seltene Ammoniten aus der *platynota*-Zone der Südlichen Frankenalb (Bayern)

Von Gerhard Schairer[1])

Mit 1 Abbildung und Tafel 1

Zusammenfassung

Aus der Zone der *Sutneria platynota* (Reinecke) (Weißer Jura Gamma 1, unterstes Unterkimmeridgium) der Südlichen Frankenalb werden zwei seltene Ammoniten beschrieben: *Calliphylloceras* sp. und *Simosphinctes tieringensis* (Fischer). Beide Exemplare sind horizontiert aufgesammelt worden, so daß für *S. tieringensis* erstmals ein stratifiziertes Stück bekannt gemacht werden kann. Um die Variabilität dieser Art zu umreißen, werden zwei weitere bisher nicht abgebildete Exemplare aus dem Oberen Oxfordium (Weißer Jura Beta) dargestellt.

Abstract

Two rare ammonites of the Lowermost Kimmeridgian (zone of *Sutneria platynota* [Reinecke], Weißer Jura Gamma 1) from the Southern Franconian Alb are described: *Calliphylloceras* sp. and *Simosphinctes tieringensis* (Fischer). For the first time stratified material of *S. tieringensis* is published. Two further specimens from the Upper Oxfordian (Weißer Jura Beta) are published to demonstrate the variability of this species.

Calliphylloceras sp.
Taf. 1, Fig. 1

1974 *Phylloceras* — Schairer: S. 43.

Material: 1 Exemplar (1967 X 891), *platynota*-Zone, Bank 246, Hartmannshof, Profil H_1, Steinbruch Sebald & Söhne.

Maße	Dm	Nw	Nw%	Wh	Wh%
	27,5	4,0	14,6	13,5	49

[1]) Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Beschreibung. Das Exemplar ist schlecht erhalten und verdrückt. Wahrscheinlich handelt es sich um die Innenwindungen eines größeren Exemplares. Der Nabel ist eng, die Windungshöhe entsprechend groß. Die beiden deutlich erkennbaren Einschnürungen sind konvex; die vordere verläuft etwa rectiradiat, die hintere rursiradiat. Zwei weitere Einschnürungen sind angedeutet, durch Brüche aber verwischt.

Bemerkungen. Der einfache Verlauf der Einschnürungen und der enge Nabel lassen darauf schließen, daß das Stück zur Gattung *Calliphylloceras* zu stellen ist. Ähnlichkeit besteht mit *Calliphylloceras benacense* (Catullo) in Gemmellaro (1877, Taf. 15, Fig. 1) und Spath (1927, Taf. 7, Fig. 4). Im Verlauf der Einschnürungen ist auch *C. silesiacum* (Oppel) in Zittel (1868, Taf. 5, Fig. 2 und 6) vergleichbar. Diese Art wird von Spath (1927, S. 57) zu *Holcophylloceras* gestellt, nach Donze & Enay (1961, S. 37) sprechen aber alle Merkmale für eine Zugehörigkeit zur Gattung *Calliphylloceras*.

Simosphinctes tieringensis (Fischer)
Taf. 1, Fig. 2—6; Abb. 1

* v 1913 *Perisphinctes Tieringensis* n. sp. — Fischer: S. 50, Taf. 5, Fig. 20.
v 1957 *Simosphinctes tieringensis* (E. Fischer) — Barthel: S. 221 ff., Taf. 16, Fig. 1—5.
v 1959 *Simosphinctes (Simosphinctes) tieringensis* (Fischer) — Ziegler: S. 50, Taf. 1, Fig. 1.
v 1961 *Simosphinctes (Simosphinctes) tieringensis* (Fischer 1913) — Geyer: S. 86, Taf. 6, Fig. 7.

Material: 1 Exemplar (1967 X 892) aus der *platynota*-Zone, Bank 234, Schlittenhardt, Gemeindesteinbruch; 1 Exemplar (1963 XXVII 200) aus der *planula/galar*-Zone (Oberes Oxfordium), Ursheim, Steinbruch Schneider (an der Straße nach Döckingen). Zum Vergleich standen zur Verfügung: Abguß des Holotypus, die Originale zu Barthel 1957 (München 1955 XV 28) und Geyer 1961 (Stuttgart 19 631), Belegstück zu Ziegler 1959 (Stuttgart 22 970).

Maße	Dm	Nw	Nw %	Wh	Wh %
1967 X 892	21,5	10,5	49,0	5,5	25,6
1963 XXVII 200	28,0	12,5	44,7	8,2	29,3
19631	26,2	12,8	48,8	8,0	30,5
22970	28,5	15,0	52,6	8,0	28,2

Die Maße dieser Stücke stimmen mit den von Barthel (1957, S. 221) für den Holotypus und Exemplar 1955 XV 28 angegebenen überein.

Beschreibung. Exemplar 1967 X 892 (Taf. 1, Fig. 2). Dies ist bisher das einzige Stück, von dem die genaue Fundbank bekannt wurde. Das unvollständige Exemplar ist im wesentlichen nur als Abdruck erhalten. Die Innenwindungen (bis 10 mm Dm) sind mit feinen, nach vorn geneigten Rippchen bedeckt, deren Abstand sich langsam gegen die Mündung hin vergrößert. Darauf folgt ein kurzer, deutlich gröber berippter Abschnitt, an den sich ein unberipptes bzw. sehr schwach beripptes Stadium anschließt. Ab etwa 16 mm Dm tritt eine kräftige, mäßig weitstehende Be-

rippung auf. Die Rippen sind an der Externseite breiter und kräftiger als in der Nähe des Nabels. Sie sind leicht prorsiradiat bis rectiradiat. Zwischen ihnen ist gelegentlich eine feine Streifung zu beobachten. Parabelknoten sind nicht zu erkennen. In der Skulptur des äußeren Windungsteiles nähert sich das Stück dem Exemplar 22 970 (Abb. 1, 1). Es unterscheidet sich durch die nach innen und außen schwächer werdende Berippung.

Exemplar 1963 XXVII 200 (Taf. 1, Fig. 3—6; Abb. 1, 6). Das Stück ist etwas verdrückt, der vordere Teil der Wohnkammer fehlt. Die inneren Windungen sind von ca. 3 mm Dm an mit zunächst weiter, nach vorn allmählich dichter stehenden, feinen, prorsiradiaten Rippchen bedeckt (Taf. 1, Fig. 4). Ab ca. 9 mm Dm treten die Rippchen weiter auseinander; sie sind bis etwa 11 mm Dm zu erkennen. Das folgende Windungsstück läßt aufgrund der Erhaltung keine Aussage über die Berippung zu. Es schließt bis ca. 21 mm Dm ein Stadium mit feinen prorsiradiaten Streifen an, die z. T. auf der Externseite deutlicher ausgeprägt sind. Es folgen marginal 5 Paare von Parabelknoten, an die sich gegen den Nabel verschmälernde, flache, breite Rippen anschließen. Die Parabelknoten werden nach vorn kräftiger und

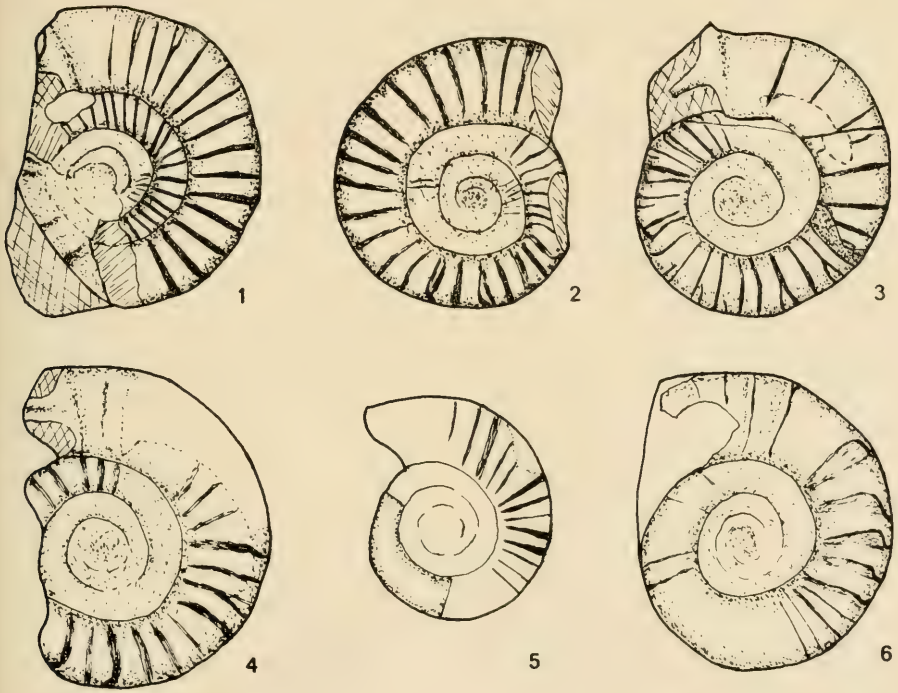


Abb. 1: *Simosphinctes tieringensis*. Skulpturvarianten. 1: Exemplar 22970, Weißer Jura Beta, Lochen; 2: Holotypus, Weißer Jura Gamma 1, Tieringen; 3: Original zu Geyer (1961, Taf. 6, Fig. 7), Weißer Jura Beta/Gamma, Heuberg; 4: Original zu Barthel (1957, Taf. 16, Fig. 1), Weißer Jura Beta, Markt Berolzheim; 5: Exemplar 1967 X 892, Weißer Jura Gamma 1, Schlittenhardt; 6: Exemplar 1963 XXVII 200, Weißer Jura Beta, Ursheim.

schmäler (Taf. 1, Fig. 5). Auf der Externseite sind Rippen zu beobachten, die durch die Parabelbildungen marginal abgeschnitten werden (Taf. 1, Fig. 6). Zwischen diesen Rippen ist eine feine Streifung zu erkennen. Der vorderste Windungsteil ist durch flache, breite Einsenkungen gegliedert. Die Externseite der letzten Windung weist eine feine, unregelmäßige Spiralstreifung auf. Insgesamt ist das Exemplar bis auf die Parabelknoten schwach ornamentiert.

Exemplar 22 970 (Abb. 1, 1). Dieses Stück fällt durch seine besonders kräftige Berippung ab 11 mm Dm auf. Die Rippen stehen zumeist fast radial, z. T. sind sie aber auch deutlich prorsiradiat. Marginal sind knötchenartige Verdickungen zu beobachten. Auf der Externseite sind die Rippen abgeschwächt, zwischen ihnen sind z. T. breite, wulstartige Erhebungen zu erkennen. Unter 11 mm Dm schließt sich ein schwach beripptes Stadium an, dem nach innen ein feinberipptes folgt. Kurz vor der Mündung ist die Skulptur abgeschwächt. Extern ist eine unregelmäßige Spiralstreifung vorhanden. Der Bereich der Parabelknoten ist nicht erhalten. Die Wohnkammer nimmt $^1/_2$ Umgang ein.

Allgemein läßt sich sagen, daß die Innenwindungen mit feinen, prorsiradiaten Rippchen bedeckt sind, die nach innen und vorn allmählich auseinanderrücken und gröber werden. Es folgt nach vorn ein schwach ornamentierter Abschnitt, dem ein stärker berippter folgt. Am Ende der Wohnkammer ist die Skulptur wieder abgeschwächt. Die Rippen sind mehr oder weniger kräftig, was nur z. T. auf den Erhaltungszustand zurückzuführen ist. Sie sind gerade oder leicht geschwungen, prorsiradiat, rectiradiat oder rursiradiat. Im allgemeinen sind sie marginal kräftiger ausgebildet und können dort knötchenartige Verdickungen aufweisen. Gelegentlich ist eine Aufspaltung festzustellen. Auf der Externseite sind die Rippen meist abgeschwächt. An gut erhaltenen Exemplaren sind 5 Paare von Parabelknoten zu beobachten. Sie befinden sich im Übergangsbereich Phragmokon — Wohnkammer. Gelegentlich ist eine externe Spiralstreifung zu erkennen. Die Wohnkammerlänge beträgt etwa einen halben Umgang, wie sich an den Exemplaren 22 970, 19 631 und 1955 XV 28 feststellen läßt. Die Mündung ist etwas aufgestülpt und trägt Öhrchen, die median eingesenkt sind. Weitere Angaben zur Gehäusemorphologie und Lobenlinie finden sich in Barthel (1957).

Soweit es sich jetzt beurteilen läßt, weist *Simosphinctes tieringensis* in der Skulptur eine deutliche Variation auf (Abb. 1). Diese betrifft sowohl die Stärke und Prägnanz der Berippung, als auch den Verlauf, die Dichte und die Aufspaltung der Rippen. Ebenso ist die Länge einzelner Berippungsstadien verschieden.

Das beschriebene Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (Exemplare 1963 XXVII 200, 1967 X 891, 1967 X 892) und im Staatlichen Museum für Naturkunde Stuttgart (Exemplar 22970) aufbewahrt.

Zur Bezeichnung der einzelnen Lagen werden die Banknummern von Streim in Schmidt-Kaler (1962) herangezogen. Die Beschreibung der Profile und deren Parallelisierung befinden sich in Schairer (1974, S. 39 ff., Abb. 2 und 59).

Für ihre Bemühungen um die Zusendung von Material danke ich den Herren Dr. G. Dietl und Dr. M. Urlichs, Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart.

Abkürzungen

Dm	: Durchmesser in mm
Nw, Nw %	: Nabelweite in mm, Nw in Prozent des Dm
Wh, Wh %	: Windungshöhe in mm, Wh in Prozent des Dm

Barthel, K. W.: Zwei seltene Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Beta. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105**, 2, 220—230, Taf. 16, 1 Abb., Stuttgart 1957.

Donze, P. & Enay, R.: Les céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix-de-Saint-Concors près Chambéry (Savoie). — Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S., **7**, 236 S., 22 Taf., 59 Abb., Paris 1961.

Fischer, E.: Über einige neue oder in Schwaben bisher unbekannte Versteinerungen des Braunen und Weißen Jura. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **69**, 31—59, Taf. 5, 1 Abb., Stuttgart 1913.

Gemmellaro, G. G.: Sopra i Cefalopodi della zona inferiore degli strati con *Aspidoceras acanthicum* di Sicilia. — Atti Accad. Gioenia Sci. Natur. Catania, Ser. 3, **7**, Catania 1877.

Geyer, O. F.: Monographie der Perisphinctidae des unteren Unterkimeridgium (Weißer Jura γ, Badenerschichten) im süddeutschen Jura. — Palaeontographica, Abt. A, **117**, 1—4, 1—157, Taf. 1—22, 157 Abb., 107 Tab., Stuttgart 1961.

Schairer, G.: Quantitative Untersuchungen an Perisphinctidae (Ammonoidea) des untersten Unterkimmeridgium der Fränkischen Alb (Bayern). — Zitteliana, **3**, 37—124, Taf. 6—11, 61 Abb., 37 Tab., München 1974.

Schmidt-Kaler, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der schwäbischen Ostalb. — Erlanger geol. Abh., **44**, 51 S. 4 Taf., 1 Texttaf., 16 Abb., Erlangen 1962.

Spath, L. F.: Revision of the Jurassic Cephalopod fauna of Kachh (Cutch). — Palaeont. Indica, N. S., **9**, Mem. 2, Text + Atlas, 1—945, 130 Taf., 9 Abb., Calcutta 1927 bis 1933.

Ziegler, B.: Idoceras und verwandte Ammoniten-Gattungen im Oberjura Schwabens. — Ecl. geol. Helv., **52**, 1, 19—56, Taf. 1, 4 Abb., Basel 1959.

Zittel, K. A. v.: Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. — Palaeont. Mitt. Mus. kgl. bayer. Staates, **2**, 1, VIII + 118 S., Taf. 1—24, Stuttgart 1868.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Fig. 1: *Calliphylloceras* sp., *platynota*-Zone, Bank 246, Hartmannshof. 1967 X 891. ×2.

Fig. 2—6: *Simosphinctes tieringensis* (Fischer).

2: *platynota*-Zone, Bank 234, Schlittenhardt. 1967 X 892. ×2.

3—6: *planula/galar*-Zone, Ursheim. 1963 XXVII 200.

3: Gesamtansicht. ×2.

4: Berippung der Innenwindungen. ×8,5.

5: Parabelbildungen. ×3,5.

6: Ansicht der Externseite mit Parabelbildungen. ×5.

Phot. M. Dressler

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 | 17—28 München, 25. 10. 1976

Der Land-Krokodilier *Libycosuchus* Stromer und die Familie Libycosuchidae (Crocodylia, Mesosuchia) aus der Kreide Afrikas

Von Eric Buffetaut[1])

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung

Reste von Libycosuchidae sind aus Fundstellen im Barrême Nigers, Alb Marokkos, Cenoman Ägyptens und Unter-Senon Nigers bekannt. Die Libycosuchidae sind Vertreter der Unterordnung Mesosuchia, die eine Mischung von urtümlichen und spezialisierten Merkmalen zeigen. Wegen der Ähnlichkeiten mit den südamerikanischen Notosuchidae ist möglicherweise ein nicht weit entfernter gemeinsamer Ursprung anzunehmen. Die Libycosuchidae waren wahrscheinlich ziemlich kleine, fleischfressende, mit sehr kräftigen Kieferschließmuskeln versehene Land-Krokodile.

Abstract

Remains of Libycosuchidae are known from localities in the Barremian of Niger, the Albian of Morocco, the Cenomanian of Egypt, and the Lower Senonian of Niger. The Libycosuchidae are representatives of the suborder Mesosuchia, which show a mixture of primitive and specialised characters. Resemblances with the South American Notosuchidae may be due to a not far removed common origin. The Libycosuchidae were probably rather small carnivorous terrestrial crocodiles, with very strong muscles for the closing of the jaws.

Résumé

Des restes de Libycosuchidae sont connus dans des gisements du Barrémien du Niger, de l'Albien du Maroc, du Cénomanien d'Egypte, et du Sénonien inférieur du Niger. Les Libycosuchidae sont des représentants du sous-ordre des Mesosuchia, qui montrent un mélange de caractères primitifs et spécialisés. Les ressemblances avec les Notosuchidae sud-américains sont peut-être dues à une origine commune peu éloignée. Les Libycosuchidae étaient vraisemblablement d'assez petits crocodiles terrestres carnivores, pourvus d'une musculature très puissante pour la fermeture des mâchoires.

[1]) Dr. E. Buffetaut, Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés et Paléontologie humaine, Université Paris VI, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Inhalt

Einleitung 18
Geographische und stratigraphische Verbreitung 18
Systematische Stellung 22
Funktionelle Anatomie und Lebensweise 24
Literatur 27

Einleitung

1911 fand MARKGRAF im Unter-Cenoman Baharijas (Ägypten) den Schädel mit Unterkiefer und vier Wirbel eines sehr kurzschnauzigen, bisher unbekannten Krokodiliers. STROMER beschrieb 1914 diese Reste als *Libycosuchus brevirostris* und errichtete für das neue Genus die Familie Libycosuchidae. Seitdem sind andere Reste ähnlicher Tiere in der Kreide in verschiedenen Teilen Afrikas entdeckt worden. Diese neuen Funde kurz zu beschreiben und einige Bemerkungen über die Systematik und die Lebensweise dieser Krokodilier zu machen, ist das Ziel dieses Aufsatzes.

Geographische und stratigraphische Verbreitung

(Abb. 1)

Alle bisher bekannten Reste von Libycosuchidae stammen aus der Unter- und Ober-Kreide des nördlichen Teiles Afrikas.

Abb. 1: Geographische Verbreitung der Libycosuchidae. — 1: Ebrechko (Niger), Barrême, Libycosuchidae indet; 2: Gara Acacia (Marokko), Alb, *Libycosuchus* sp.; 3: Baharija (Ägypten), Unter-Cenoman, *Libycosuchus brevirostris* STROMER, 1914; 4: In Beceten (Niger), Unter-Senon, *Libycosuchus* sp.

Barrême:

Im Barrême von Ebrechko (Niger) wurden einige Reste von Krokodiliern gefunden und von De Broin beschrieben (1965). Unter diesen gehören höchstwahrscheinlich zu den Libycosuchidae zwei linke Quadratum-Stücke mit ausgeprägten dorsalen Kämmen und sehr stark entwickelten ventralen Leisten für den Ansatz von Sehnen der Adduktor-Muskulatur (siehe unten). Auch einige Wirbel aus der gleichen Fundstätte könnten vielleicht dieser Familie zugerechnet werden. Eine genauere Bestimmung dieses Materials ist nicht möglich. Diese Libycosuchidae sind die ältesten bekannten Vertreter der Familie.

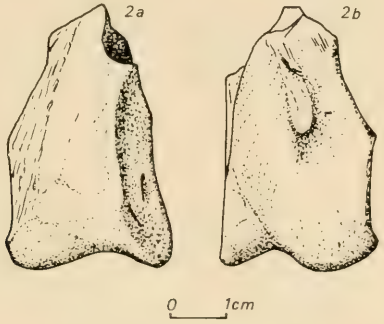


Abb. 2: Libycosuchidae indet., linkes Quadratum, aus dem Barrême Ebrechkos (Niger). 2a: Dorsalansicht; 2b: Ventralansicht, eine deutliche ventrale Leiste ist sichtbar.

Alb:

Die Fundstätte Gara Acacia[2]) (Süd-Marokko), von Lavocat untersucht, hat Bruchstücke des hinteren Teiles eines *Libycosuchus*-Schädels (Abb. 3) geliefert. Dieses Fossil wurde erst von De Broin (1965) beschrieben. Der hintere Teil des Frontale, die beiden Postorbitale, das linke Squamosum, das Parietale, die linken Quadratum und Quadratojugale und kleine Teile des Supraoccipitale und des Exoccipitale sind noch erhalten. Die hohe Occipitalfläche, das gekrümmte Quadratum mit starken ventralen Leisten und ausgeprägtem dorsalem Kamme und die nach hinten gerichteten Spitzen des Squamosum zeigen, daß es sich um einen *Libycosuchus* handelt. Jedoch gibt es einige Unterschiede zwischen *Libycosuchus brevirostris* aus Baharija und dem *Libycosuchus* aus Gara Acacia: beim letzterem sind die Supratemporalöffnungen relativ länger, die Fläche zwischen denselben enger und konkav (sie ist am ägyptischen Exemplar flach) und das Quadratum weniger gekrümmt. Der marokkanische Fund ist ferner ein wenig größer als der Typ von *Libycosuchus brevirostris*. Der wichtigste Unterschied ist jedoch, daß das Quadratojugale des Exemplares aus Gara Acacia einen deutlichen Gelenkkopf am hinteren Ende besitzt, so daß dieser Knochen am Gelenk zwischen Schädel und Unterkiefer beteiligt war. Solch ein Merkmal ist bei verschiedenen Mesosuchiern (*Sebecus, Trematochampsa,*

[2]) Das Alter der Fundstätte war erst als Cenoman bestimmt. Nach P. Taquet (persönliche Mitteilung) ist jedoch ein albisches Alter wahrscheinlicher.

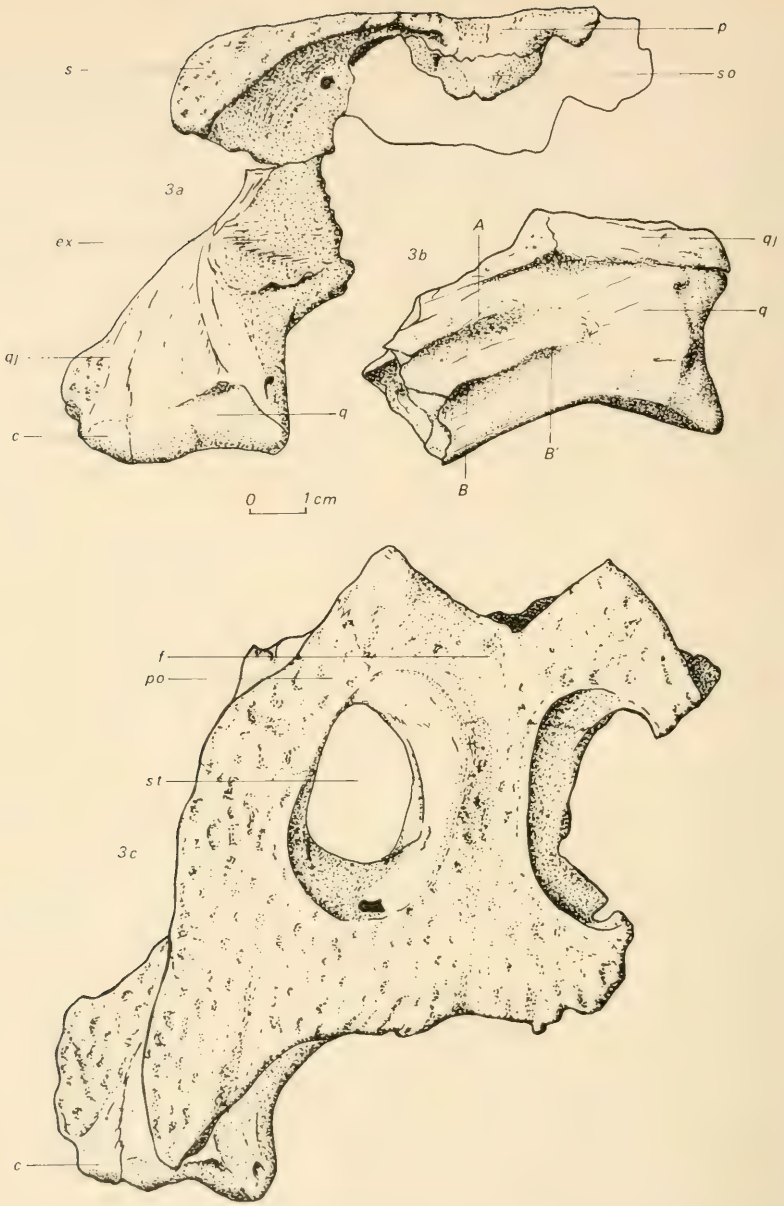


Abb. 3: *Libycosuchus* sp., Schädelfragment aus dem Alb von Gara Acacia (Marokko). 3a: Posterioransicht, c: Gelenkkopf des Quadratojugale, ex: Exoccipitale, p: Parietale, q: Quadratum, s: Squamosum, se: Supraoccipitale; 3b: Unterseite des Quadratums und des Quadratojugale, A, B, B': ventrale Leisten nach der Terminologie Iordanskys (1964): 3c: Dorsalansicht, c: Gelenkkopf des Quadratojugale, f: Frontale, po: Postorbitale, st: Supratemporalöffnung.

Dyrosauridae) bekannt; seine funktionelle und stammesgeschichtliche Bedeutung ist noch unklar (Buffetaut, 1975). Vielleicht sind diese Unterschiede ausreichend, um die Errichtung einer neuen Art für den *Libycosuchus* aus Gara Acacia zu rechtfertigen. Der Unvollständigkeit des Materials wegen, scheint es mir jedoch besser, dieses Fossil nur als *Libycosuchus* sp. zu bezeichnen.

Cenoman:

Der Typ von *Libycosuchus brevirostris*, wie oben erwähnt, stammt aus dem untersten Cenoman Baharijas, in den westlichen Wüsten Ägyptens. Für die Beschreibung dieses Fossils, des vollständigsten bekannten Exemplares von *Libycosuchus* (Abb. 4 und 6), verweise ich auf die vortreffliche Arbeit Stromers (1914). Es ist in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie zu München erhalten. Alle die anderen, hier kurz beschriebenen, *Libycosuchus*-Reste befinden sich heute im Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.

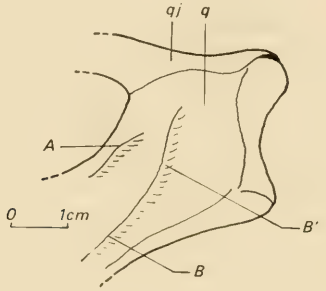


Abb. 4: *Libycosuchus brevirostris* Stromer, 1914, aus dem Unter-Cenoman von Baharija (Ägypten). Ventralansicht des Quadratums und des Quadratojugale (schematisch). A, B, B': ventrale Leisten, nach der Terminologie Iordanskys (1964); q: Quadratum; qj: Quadratojugale.

Senon:

Einige isolierte Knochen von *Libycosuchus* wurden im Unter-Senon von In Beceten (Niger) gefunden (De Broin, Buffetaut, et al., 1974). Es liegen ein rechtes Quadratum (Abb. 5), ein sehr bruchstückhaftes Exoccipitale und vielleicht einige Frontalia und Jugalia vor. Nur das Quadratum kann mit voller Sicherheit *Libycosuchus* zugeschrieben werden. Es ist sehr stark gekrümmt, und sein dorsaler Kamm und seine ventralen Leisten sind sehr ausgeprägt. Diese dürftigen Reste müssen als *Libycosuchus* sp. bezeichnet werden. Sie sind die spätesten bekannten Libycosuchidae.

Die meisten Reste von Libycosuchidae sind zu dürftig, um einen Rekonstruktionsversuch der Phylogenie dieser ziemlich langlebigen Familie zu ermöglichen. Es kann nur erwähnt werden, daß die Krümmung des Quadratums vom Barrême bis zum Senon zuzunehmen scheint.

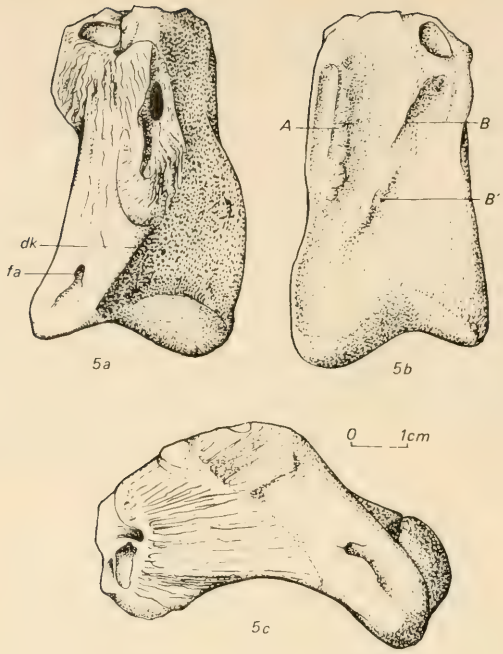


Abb. 5: *Libycosuchus* sp., rechtes Quadratum aus dem Unter-Senon von In Beceten (Niger). 5a: Dorsalansicht, dk: dorsaler Kamm, fa: Foramen aërum; 5b: Ventralansicht, A, B, B': sehr stark entwickelte ventrale Leisten, nach der Terminologie Iordanskys (1964); 5c: Medialansicht, um die ausgesprochene Krümmung zu zeigen.

Systematische Stellung

Es besteht in der Literatur eine gewisse Unsicherheit hinsichtlich der systematischen und stammesgeschichtlichen Stellung der Libycosuchidae.

Die erste Frage betrifft die Einreihung der Familie in einer bestimmten Unterordnung der Ordnung Crocodylia. In seiner Beschreibung des Baharija-Exemplares (1914) erwähnte Stromer eine dicht vor der Öffnung des Canalis eustachii medialis gelegene „mediane, quer ovale Grube oder Öffnung", die er vorbehaltlich als die Choane betrachtete. Nach dieser Auffassung ist die Choane weit hinten gelegen und ganz von den Pterygoidea umschlossen wie bei den Eusuchiern. Daher betrachtete Abel (1919) *Libycosuchus* als einen frühen Vertreter der Familie Crocodilidae; diese Meinung wurde mit Recht nicht allgemein aufgenommen. Es gibt in der Tat bei *Libycosuchus* mehrere urtümliche Merkmale, die zeigen, daß es sich höchstwahrscheinlich um einen Mesosuchier handelt: amphicöle Wirbel, wenig nach innen verlagerter Postorbitalsteg, zweifellos primär geteilte Nasenöffnung. Es bestehen auch Spezialisierungen, wie der sehr eigentümliche Bau des Gaumens, mit großen, steil nach unten gerichteten Pterygoid-Flügeln, die sehr rückgebildeten Gaumenlücken und die Anwesenheit einer vorderen Naht zwischen Palatinum und Transversum

(siehe STROMER 1914). Diese Mischung von urtümlichen und spezialisierten Merkmalen zeigt, daß es ganz unmöglich ist, *Libycosuchus brevirostris* in die Ahnenreihe der modernen Krokodile zu stellen. Außerdem muß angefügt werden, wie STROMER selbst es getan hat (1936, p. 58), „daß leider die Ausbildung der Choane bei *Libycosuchus* keineswegs ganz sichergestellt ist", da ein großer Teil des Gaumens sehr schlecht erhalten ist. Die Bedeutung der oben erwähnten Grube ist sehr unsicher; ihr Umriß ist ziemlich unregelmäßig, und sie sieht nicht genau wie eine Choane aus. Andererseits ist die Ansicht VON HUENES (1956), es gebe bei *Libycosuchus* „große Choanen zwischen Palatinum und Pterygoid" grundlos, weil gerade dieser Teil des Gaumens am Exemplar aus Baharija fehlt. Es scheint mir, daß die Frage nach der Lage der Choane bei *Libycosuchus* noch offen bleiben muß. Wäre die Choane wirklich ganz von den Pterygoidea umschlossen, so zeigen doch meiner Meinung nach die anderen Merkmale, daß *Libycosuchus* als ein sehr eigentümlich spezialisierter Vertreter der Mesosuchia betrachtet werden muß. Die Lage der Choane würde dann als die Folge einer Konvergenzerscheinung zu erklären sein.

Die andere wichtige Frage ist die der Beziehungen zwischen *Libycosuchus* und den südamerikanischen Notosuchidae. Schon 1914 erwähnte STROMER gewisse Ähnlichkeiten zwischen *Libycosuchus brevirostris* und *Notosuchus terrestris* WOODWARD 1896 aus der Ober-Kreide Patagoniens. Seitdem wurden andere ähnliche Land-Krokodilier (*Uruguaysuchus* RUSCONI, 1933, *Araripesuchus* PRICE, 1959) in verschiedenen Fundstätten der Unter- und Ober-Kreide Süd-Amerikas entdeckt. Es ist allgemein anerkannt, daß diese kleinen, sehr kurzschnauzigen Tiere einer eigenen (von DOLLO 1914 errichteten) Familie, den Notosuchidae, angehören. Nach GASPARINI (1971) können sie aber als Vertreter einer Infraordnung der Mesosuchia, der Notosuchia, mit zwei Familien (Notosuchidae und Uruguaysuchidae) betrachtet werden. Die Ähnlichkeiten in der Gesamtgestalt des Schädels sowie in verschiedenen Einzelheiten (Quadratgelenk tiefer als Condylus occipitalis, große Lücke im Unterkiefer, usw...) zwischen diesen Formen und *Libycosuchus* haben einige Autoren (darunter MOOK, 1934, VON HUENE, 1956, ROMER, 1956 und 1966) veranlaßt, die afrikanische Form den Notosuchidae einzureihen. Nach NOPCSA (1928) bildet *Libycosuchus* eine eigene Unterfamilie (die Libycosuchinae) innerhalb der Notosuchidae. Doch haben schon STROMER (1914, 1936) und später GASPARINI (1971) darauf aufmerksam gemacht, daß *Libycosuchus* von den Notosuchidae durch mehrere Merkmale sich unterscheidet. Unter denen sind die folgenden zu nennen: Abwesenheit einer Präorbitalöffnung, große, hinten gelegene Pterygoid-Flügel, eigentümliche Beschaffenheit der Gaumenlücken. *Libycosuchus* scheint in verschiedenen Eigentümlichkeiten spezialisierter als die Notosuchidae. Deshalb teile ich die Auffassung GASPARINIS (1971), daß die afrikanische Form nicht als Mitglied der Familie Notosuchidae ausgedeutet werden kann. Die Errichtung (von STROMER, 1914) der Familie Libycosuchidae scheint mir wohl gerechtfertigt. Man kann nicht sagen, daß es keine engen Beziehungen zwischen den beiden Familien geben könne. Wie schon von SILL (1968) angedeutet, könnten die Notosuchidae und die Libycosuchidae von nicht weit entfernten gemeinsamen Ahnen abstammen. Bis zum Ende der Unterkreide oder Anfang der Oberkreide waren Afrika und Süd-Amerika noch vereinigt; die exakte Zeit der vollkommenen Trennung ist noch umstritten: nach KENNEDY und COOPER (1975) Alb, nach REYMENT (1974) Turon. Zweifellos hatten beide Kontinente noch in der Unter-Kreide viele gemeinsame Landtiere. Möglicherweise war die Individualisierung der Familien Notosuchidae und Libyco-

suchidae eine Folge der zunehmenden Sonderung der Kontinente. Die ältesten bekannten Reste von Libycosuchidae sind leider zu dürftig, um genaue Andeutungen über die Herkunft dieser Familie zu liefern. Übrigens sind fossile terrestrische Krokodile im Jura Afrikas und Süd-Amerikas noch unbekannt. Eine direkte Abstammung der Libycosuchidae und der Notosuchidae von den triassischen Protosuchia (dessen Vertreter wurden in Süd-Afrika und Süd-Amerika entdeckt), unabhängig von den übrigen Mesosuchia, wurde oft diskutiert (Mook 1934, Sill 1968, Neill 1971, usw...). Obwohl es zwar Ähnlichkeiten in den Anpassungen an die terrestrische Lebensweise gibt, muß die Frage offen bleiben, da Zwischenformen ganz fehlen.

Funktionelle Anatomie und Lebensweise

Nach dem sehr eigentümlichen Bau des Schädels zu schließen (Abb. 6) war die Lebensweise der Libycosuchidae höchstwahrscheinlich von den mit längeren Schnauzen versehenen „klassischen" Krokodiliern ganz verschieden. Es ist allgemein anerkannt, daß sehr kurzschnauzige Krokodilier, wie die Notosuchidae und die Libycosuchidae, vorwiegend terrestrische Formen waren. Obwohl das postkraniale Skelett der Libycosuchidae fast unbekannt ist, scheint diese Annahme gerechtfertigt, weil die bei den übrigen Krokodiliern ausgeprägten Anpassungen des Schädels an aquatisches Leben hier fehlen. In den Süßwasserablagerungen von In Beceten sind übri-

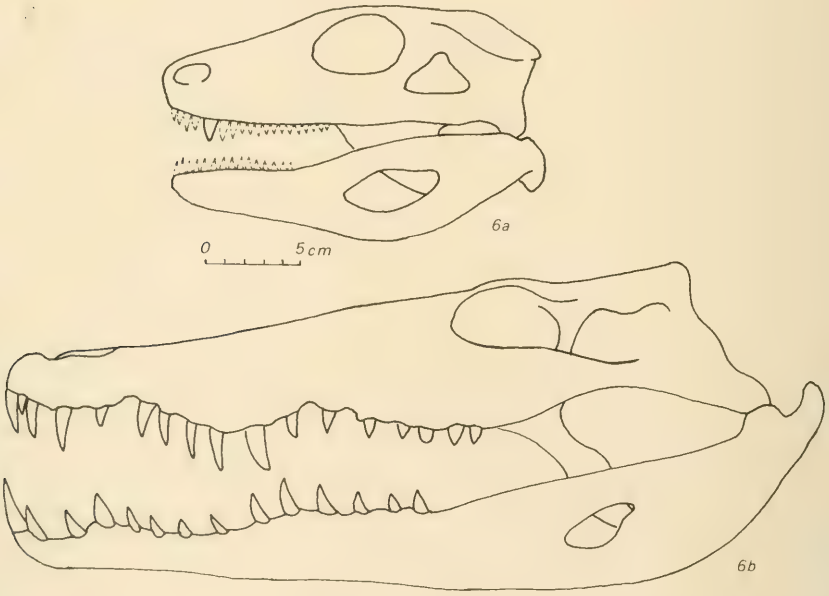


Abb. 6: Vergleich zwischen den Schädeln von *Libycosuchus brevirostris* (6a, nach Stromer 1914 und 1936, umgezeichnet) und *Crocodylus acutus* (6b, nach Colbert 1946). Die sehr eigentümliche Gestalt und die wichtigsten Merkmale des Schädels von *Libycosuchus* sind hier sichtbar.

gens die Reste von *Libycosuchus* sehr selten, während die des amphibischen, ziemlich *Crocodylus*-ähnlichen Mesosuchiers *Trematochampsa taqueti* sehr zahlreich sind (Buffetaut 1974). Eine terrestrische Lebensweise scheint für *Libycosuchus* wahrscheinlich.

Stromer (1914, 1936) hat bei *Libycosuchus* Konvergenzen, vor allem in den Proportionen des Schädels, mit fleischfressenden säugetierähnlichen Reptilien hervorgehoben.

Ich habe versucht, eigentümliche Merkmale des Schädels von *Libycosuchus* im Sinne einer Rekonstruktion der Kiefermuskulatur zu deuten, um genauere Angaben über die Lebensweise dieses Tieres zu gewinnen. In diesem Zusammenhang wichtige Eigentümlichkeiten sind folgende: ausgesprochene Kurzschnauzigkeit, am hinteren Teil sehr hohe, mit großen Lücken versehene Unterkiefer, kurzer und breiter nach hinten unten gerichteter Processus retroarticularis, stark gekrümmte, mit kräftigen ventralen Leisten versehene Quadrata, sehr große und steile Pterygoid-Flügel, rückgebildete Gaumenlücken.

Ein sehr hoher und kurzer Schädel ist in keiner modernen Krokodil-Art vorhanden. Unter den Eusuchiern, haben einige alttertiäre Formen, wie *Allognathosuchus* Mook, 1921, und *Arambourgia* Kälin, 1939, eine extrem kurze Schnauze, die aber weniger hoch als bei *Libycosuchus* ist. Der Unterkiefer war auch mit großen Lücken versehen. Die Bezahnung ist bei diesen Krokodiliern spezialisiert, mit großen, abgerundeten hinteren Zähnen, so daß sie oft als „durophage", zum Fressen hartschaliger Tiere adaptierte Formen betrachtet werden (siehe z. B. Abel, 1928). Die Zahnreihen sind bei *Libycosuchus brevirostris* kurz, vor allem am Unterkiefer; mit Ausnahme einiger schlecht erhaltener Reste am vorderen Teil des Oberkiefers sind aber die Zähne des Exemplares aus Baharija nicht erhalten. Nach den Alveolen zu schließen waren jedoch die hinteren Zähne ganz klein. Trotz Ähnlichkeiten in der Gestalt des Schädels und des Unterkiefers gibt es deshalb keinen Grund, um eine durophage Ernährungsweise für *Libycosuchus* zu vermuten.

Die von Colbert (1946, S. 246) und Neill (1971, S. 103) vertretene Ansicht, daß *Libycosuchus* fast zahnlos sei, und die entsprechende von Neill angenommene Lebensweise (Wühlen nach Larven im Schlamm) sind ganz irrtümlich. Höchstwahrscheinlich war die Bezahnung der Libycosuchidae der eines Notosuchiden, wie z. B. *Araripesuchus,* ähnlich, mit kurzen Zahnreihen, ziemlich großen „Pseudo-Eckzähnen", und kleinen spitzen hinteren Zähnen.

Die Lücke im hinteren Teil beider Unterkiefer-Hälften ist bei den Krokodiliern häufig, sie ist aber bei *Libycosuchus* (wie auch bei den Notosuchidae) besonders groß. Nach Versluys (1936) erhöht solch eine Lücke die Elastizität und die Bruchfestigkeit des Kiefers. Andererseits bietet die Lücke Raum für die Schwellung der Adduktor-Muskeln, die am Unterkiefer ihren Ursprung nehmen (insbesondere der Adductor mandibulae posterior). Höchstwahrscheinlich waren diese Muskel bei *Libycosuchus* besonders kräftig.

Der Processus retroarticularis ist bei den meisten Krokodiliern lang und nach oben hinten gerichtet. Die dorsale Seite dieses Processus dient als Ansatzfläche für den Musculus depressor mandibulae. Nach Westphal (1962) ist der Processus bei Tieren, die den Kopf oft auf den Boden legen (wie fast alle Krokodilier) besonders lang; also wird der Hebelarm für den nicht sehr starken Musculus depressor mandibulae verlängert, so daß das Tier mit dem Kopf am Boden liegend durch Hebung des Schädels noch das Maul öffnen kann. Bei *Libycosuchus* war offenbar dieser He-

belarm kurz und der Musculus depressor mandibulae, dessen oberer Ursprung an der hinteren Fläche des Squamosum liegt, lang und wahrscheinlich wenig kräftig. Es scheint mir möglich, daß der Kopf meistens hoch gehalten und selten auf den Boden gelegt wurde, so daß, trotz der Schwäche des Musculus depressor mandibulae, es keine Schwierigkeiten bei der Öffnung des Maules gab. Die Unterseite des breiten Processus dagegen bot eine größere Ansatzfläche für den Adduktor-Muskel.

Das Quadratum von *Libycosuchus* ist sehr hoch und stark in anteroposteriorer Richtung gekrümmt. Daher liegt das Gelenk zwischen Schädel und Unterkiefer weiter vorn und unten als bei den übrigen Krokodiliern. Die Verlagerung nach vorn erforderte eine Verkürzung des Hebelarmes für die starke Adduktor-Muskulatur. Eine wahrscheinliche Folge (siehe HALSTEAD 1974, S. 143) dieser Verkürzung war die Möglichkeit, das Maul sehr schnell zu schließen.

Die Bedeutung der Leisten an der Unterseite des Quadratums der Krokodilier wurde von IORDANSKY (1964) erforscht: sie sind Ansatzstellen für Sehnen der Adduktor-Muskulatur. Nach der Nomenklatur IORDANSKYS sind bei allen Exemplaren von Libycosuchidae die A-, B-, und B'-Leisten äußerst kräftig entwickelt (Abb. 2, 3, 4, 5). Eine solche Anlage ist nicht genau bei rezenten Krokodiliern wiederzufinden, doch erinnert sie mehr an kurzschnauzige als an langschnauzige Formen. Nach den Andeutungen IORDANSKYS sollte solch ein Muster von sehr kräftigen Leisten zeigen, daß der Musculus adductor posterior besonders stark war.

Die Größe der Pterygoid-Flügel ist bei einem sonst ziemlich primitiven Krokodilier auffallend. Diese Flügel spielen bei der Bewegung des Unterkiefers eine bedeutsame Rolle, weil es ein „freies Gelenk" zwischen ihren lateralen Teilen und den Ästen des Kiefers gibt (SCHUMACHER 1973). Die Flügel verhindern jede durch die Wirkung der Adduktor-Muskulatur verursachte mediale Verschiebung der Unterkieferäste. Bei einem Tier, in dem starke Adduktor-Muskel große Spannungen verursachen können, sind gut entwickelte Pterygoid-Flügel vorteilhaft. Ihre beträchtliche Länge bei *Libycosuchus* ermöglichte eine breite Öffnung des Maules. Dank ihrer steilen Stellung war eine große Entwicklung der Pterygoideus-Muskel möglich, wie STROMER (1936) schon bemerkt hat. Es ist wahrscheinlich, daß diese Stellung der Flügel die geringe Größe der Gaumenlücken kompensierte. (Bei anderen Krokodiliern bieten diese Öffnungen zusätzlichen Raum für die Schwellung der Pterygoideus-Muskel.)

Die Kiefer-Muskulatur der Libycosuchidae scheint durch eine besonders starke Entwicklung der schon bei den übrigen Krokodiliern kräftigen Adduktor-Muskel gekennzeichnet zu sein, so daß eine gewaltige und schnelle Schließung des Maules möglich war. Solch ein Typ von Kiefer-Bewegung gestattet das Erhaschen und Töten beweglicher Beute und ist für einen terrestrischen Fleischfresser besonders gut geeignet.

Das erlangte Bild der Libycosuchidae ist das von kleinen bis mittelgroßen, terrestrischen, mit besonders kräftigen Kiefern versehenen Fleischfressern. Vielleicht stehen die großen Augenhöhlen mit nächtlichen Lebensgewohnheiten in Verbindung. Die Annahme STROMERS, daß die Libycosuchidae in Afrika während der Kreidezeit die Rolle der triassischen fleischfressenden säugetierähnlichen Reptilien und der känozoischen Raubtiere gespielt hätten, scheint mir zulässig. Andere kleine kurzschnauzige Land-Krokodilier sind im Ober-Jura Nord-Amerikas (*Hoplosuchus kayi* GILMORE 1926) und Europas (Atoposauridae: siehe WELLNHOFER 1971), in der Unter- und Ober-Kreide Süd-Amerikas (Notosuchidae, siehe oben) und in der

Ober-Kreide der Mongolei (*Gobiosuchus kielanae* Osmolska, 1972) bekannt. Die möglichen Beziehungen zwischen den Libycosuchidae und den Notosuchidae wurden oben erwähnt. Die oberflächlichen Ähnlichkeiten zwischen *Libycosuchus* und den Atoposauridae sind sicher Konvergenzerscheinungen zu verdanken (die Atoposauridae sind mehr fortgeschritten als die Libycosuchidae). *Hoplosuchus* und *Gobiosuchus* sind isolierte Formen, deren verwandtschaftliche Beziehungen noch unklar sind.

In der Jura- und Kreidezeit war anscheinend die ökologische Nische der kleinen terrestrischen Fleischfresser in mehreren Gebieten der Erde von verschiedenen, mehr oder minder parallel entwickelten Krokodilier-Gruppen besetzt, während die Säugetiere noch ziemlich unbedeutend waren. Möglicherweise konnten die Libycosuchidae, wie auch die anderen ähnlichen Land-Krokodilier, den Wettkampf mit größeren, besser angepaßten Säugetieren nicht bestehen. Sie verschwanden wahrscheinlich gegen Ende der Kreidezeit.

Ich möchte hier für die Unterstützung meiner Arbeit folgenden Paläontologen danken: Frau Dr. F. de Broin (Paris) hat mir den zuerst von ihr beschriebenen Fund aus Gara Acacia und Ebrechko geliehen; Herr Dr. P. Taquet (Paris) vertraute mir das Krokodilier-Material aus In Beceten an; Herr Dr. P. Wellnhofer hat mir in München einen sehr freundlichen Empfang und die besten Gelegenheiten für die Untersuchung des Typs von *Libycosuchus brevirostris* gegeben. Für ihren angenehmen Empfang in der Bayerischen Staatssammlung möchte ich auch Herrn Prof. Dr. R. Dehm und Herrn Dr. med. E. Scherer danken.

Literatur

Abel, O.: Die Stämme der Wirbeltiere. — 914 S., 669 Abb., Berlin und Leipzig (1919).

Abel, O.: *Allognathosuchus,* ein an die cheloniphage Nahrungsweise angepaßter Krokodiltypus des nordamerikanischen Eozäns. — Paläont. Z., **9**, 4, 367—374, 1 Abb., Berlin 1928.

Broin, F. de: Etude paléontologique de quelques Crocodiliens du Sahara. — Thèse de 3ème cycle, 140 S., 23 Taf., Paris 1965 (unveröffentlicht).

Broin, F. de, Buffetaut, E., Koeniguer, J. C., Rage, J. C., Russell, D., Taquet, P., Vergnaud-Grazzini, C., & Wenz, S.: La faune de Vertébrés continentaux du gisement d'In Beceten (Sénonien du Niger). — C. R. Acad. Sci. Paris, **279**, D, 469—472, Paris 1974.

Buffetaut, E.: *Trematochampsa taqueti,* un Crocodilien nouveau du Sénonien inférieur du Niger. — C. R. Acad. Sci. Paris, **279**, 1749—1752, 2 Abb., Paris 1974.

Buffetaut, E.: Sur l'articulation entre le quadratojugal et le surangulaire de certains Crocodiliens fossiles. — C. R. Acad. Sci. Paris, **280**, D, 2741—2743, 4 Abb., Paris 1975.

Colbert, E. H.: *Sebecus,* representative of a peculiar suborder of fossil Crocodilia from Patagonia. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **87**, 217—270, 30 Abb., 6 Taf., New York 1946.

Gasparini, Z. B. de: Los Notosuchia de Americana del Sud como un nuevo infraordo de los Mesosuchia (Crocodilia). — Ameghiniana, **8**, 2, 83—103, 1 Abb., 4 Taf., Buenos Aires 1971.

Halstead, L. B.: Vertebrate Hard Tissues. — 179 S., 88 Abb., London 1974.

Huene, F. von: Paläontologie und Phylogenie der niederen Tetrapoden. — 761 S., 689 Abb., Jena 1956.

Iordansky, N. N.: The jaw muscles of the crocodiles and some relating structures of the crocodilian skull. — Anat. Anz., **115**, 3, 256—280, 15 Abb., Jena 1964.

Kennedy, W. J., & Cooper, M.: Cretaceous ammonite distributions and the opening of the South Atlantic. — J. Geol. Soc. London, **131**, 283—288, 1 Abb., London 1975.

Mook, C. C.: The evolution and classification of the Crocodilia. — J. Geol., **42**, 295—304, Chicago 1934.

Neill, W. T.: The last of the ruling reptiles. Alligators, crocodiles, and their kin. — 486 S., 162 Abb., New York & London 1971.

Reyment, R. A.: Application des méthodes paléobiologiques à la théorie de la dérive des continents, illustrée par l'Atlantique Sud. — Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., **2**, 16, 1, 61—70, 6 Abb., Paris 1974.

Romer, A. S.: Osteology of the Reptiles. — 772 S., 248 Abb., Chicago & London 1956.

Romer, A. S.: Vertebrate Paleontology (3rd edition). — 468 S., 443 Abb., Chicago & London 1966.

Schumacher, G. H.: The head muscles and hyolaryngeal skeleton of turtles and crocodilians. — In "Biology of the Reptilia", **4**, (C. Gans & T. S. Parsons, ed.), 101—199, 59 Abb., London & New York 1973.

Sill, W. D.: The zoogeography of the Crocodilia. — Copeia, **1**, 76—88, 5 Abb., New Haven 1968.

Stromer, E.: Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. II. Wirbeltier-Reste der Baharije-Stufe (unterstes Cenoman). 1: Einleitung und 2. *Libycosuchus*. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **27**, 1—16, 1 Taf., München 1914.

Stromer, E.: Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. VII: Baharije-Kessel und -Stufe mit deren Fauna und Flora. Eine ergänzende Zusammenfassung. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., NF, **33**, 102 S., 20 Abb., 1 Taf. München 1936.

Versluys, J.: Kranium und Visceralskelett der Sauropsiden. In „Handbuch der vergleichenden Anatomie der Wirbeltiere" (herausgegeben von L. Bolk, E. Göppert, E. Kallius, W. Lubosch), 4, 699—808, 90 Abb., Berlin und Wien 1936.

Wellnhofer, P.: Die Atoposauridae (Crocodylia, Mesosuchia) der Oberjura-Plattenkalke Bayerns. — Palaeontographica, A. **138**, 5—6, 133—165, 16 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1971.

Westphal, F.: Die Krokodilier des deutschen und englischen oberen Lias. Palaeontographica, A, **118**, 96 S., 29 Abb., 12 Taf., Stuttgart 1962.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 29—40 München, 25. 10. 1976

A fossil Giraffine from the Marāgheh region in N. W. Iran

By Dirk Pieter Bosscha Erdbrink[1])

With 2 text figures

Summary

Remains of a fossil member of the subfamily Giraffinae, found in 1973 near the village of Aliābād, 13 km E. of Marāgheh in N. W. Iran, are identified as belonging to the genus *Decennatherium* Crusafont, 1952, hitherto only known from Spain. Some differences in size and in anatomy from the unique Spanish species *pachecoi* suffice for the proposition of a new species, *crusafonti*, for the Iranian form. The age of the Aliābād deposit, slightly less than 13 Ma, is most probably (early) Vallesian, which is in good accordance with the age of the species from Spain. It is suggested that more material may perhaps also be ascribed to *Decennatherium*, as this may thus far have been overlooked among specimens determined as *Giraffa attica* (Gaudry et Lartet, 1856) from other sites as well as from the Marāgheh region.

Résumé

Des os et une dent fragmentaire d'un Giraffiné fossile, trouvé en 1973 aux environs d'Aliābād, village 13 km à l'Est de Marāgheh (N. O. de l'Iran) sont identifiés comme appartenant à *Decennatherium* Crusafont, 1952, genre jusqu'à présent connu uniquement de l'Espagne. A cause de quelques différences anatomiques et d'une plus grande taille que celle de la seule espèce espagnole, *pachecoi*, une nouvelle espèce est proposée pour la forme iranienne : *crusafonti*. L'âge du dépôt d'Aliābād, un peu moins que 13 Ma, puisse être placé au vallésien, ce qui correspond avec l'âge de l'espèce espagnole. La suggestion est faite qu'il serait bien possible que du matériel jusqu'ici déterminé comme *Giraffa attica* (Gaudry et Lartet, 1856), *pro partim*, et provenant d'autres localités fossilifères tant que de la région de Marāgheh, pourrait en réalité appartenir au genre *Decennatherium* aussi.

[1]) Dr. D. P. Bosscha Erdbrink, Laboratorium v. zoölogische Oecologie en Taxonomie der Rijksuniversiteit, Plompetorengracht 9—11, 2501 Utrecht, The Netherlands.

Zusammenfassung

Reste eines fossilen Mitglieds der Unterfamilie Giraffinae, die 1973 beim Dorfe Aliābād gefunden wurden, ungefähr 13 km östlich von Marāgheh in N. W. Iran, werden hier als zum Genus *Decennatherium* gehörig identifiziert (bisher nur aus Spanien bekannt). Einige Unterschiede in Größe und Anatomie zu der einzigen spanischen Spezies *pachecoi* genügen, um für die iranische Form eine neue Spezies vorzuschlagen. Das Alter der Ablagerung von Aliābād, etwas unter 13 Ma, ist höchstwahrscheinlich (frühes) Vallesium, das mit dem Alter der spanischen Spezies gut übereinstimmt. Vielleicht könnte mehr Material auch dem *Decennatherium* zugeschrieben werden, da dieses möglicherweise unter Stücken, die von anderen Fundstellen sowie aus der Gegend von Marāgheh als *Giraffa attica* (Gaudry et Lartet, 1856) bestimmt wurden, übersehen worden ist.

Introduction

In the course of a reconnaissance from August till October, 1973, a number of localities East of the town of Marāgheh in N. W. Iran was visited, where fossil vertebrate material was collected by a party consisting of Dr. N. Schmidt-Kittler, of the Institute for Paleontology and historical Geology of Munich University, Mr. S. A. P. L. Cloetingh, of the Vening Meinesz Laboratory for Geophysical Research of Utrecht University, and the author. Detailed information on the geology, stratigraphy and topography of the visited area may be found in Bosscha Erdbrink et al. (1976).

One of the visited localities lies some 700 metres to the E. N. E. of the village of Aliābād (= Aliawa on the map in De Mecquenem, 1908). This site is a lenticular deposit of fossil bones in a matrix of relatively soft sandy grey secondary volcanic tuff some way up on the western slope of a gully with a N.-S. direction. Further to the North the gully is connected to a more impressive arroyo running N. E.-wards from the village of Aliābād itself, near the upper (northern) extremity of which another, minor, fossil locality, Çi Anne, is situated; no giraffid material was encountered there. The first site, which we called Aliābād, has provided a small number of giraffid specimens, together with remains of other mammals such as *Hipparion*, several antelopes, and some carnivora. The fossil bones from this locality are heavily mineralized and very dark in colour, almost black on the outside but whitish with some blue on freshly broken surfaces, and often very brittle.

All finds form part of the Bavarian State collection for Paleontology and historical Geology at Munich, and accordingly the numbering system has been followed prevalent in that collection.

The age of the deposit at Aliābād may be inferred from two series of K-Ar age determinations made at the Z. W. O. Laboratory for Isotope Geology at Amsterdam Free University under the direction of Professor Dr. H. N. A. Priem. Some 3.5 metres lower in a vertical (stratigraphical) sense, and at a distance of approximately 1 kilometre from the fossil locality, a series of samples was taken at our paleomagnetic site V. The age of these samples was determined at 14.4 ± 0.7 Ma. Another age determination was made from a series of samples taken at paleomagnetic site III, which lies 37 metres higher in a vertical (stratigraphical) sense,

nearly 5 kilometres from the Aliābād fossil locality. This age was fixed at 8.7 ± 0.4 Ma. It follows that the Aliābād fossils, in the complex of horizontal and subhorizontal layers so typical for the entire region, must have an age in between 8.7 (± 0.4) and 14.4 (± 0.7) million years, most probably nearer to the oldest of the two dates but in any case (because of their association with *Hipparion,* see Van Couvering and Miller, 1971) somewhat younger than 13 to 12.5 Ma. This means that their stratigraphic position is most probably (lower?) Vallesian.

Description

The giraffid material from the Aliābād locality consists of a complete astragalus of the left side (number 1973 XXI 76), a nearly complete calcaneum sin. without its sustentaculum astragali, of the same individual (1973 XXI 79), the distal part of the adjoining (left) tibia (1973 XXI 81), a proximal (incomplete) part of a metatarsale III/IV of the left side, having a length of some 13 cm (1973 XXI 77), and a distal fragment of that last bone on which only the pulley-like articulation at the distal side is still present (1973 XXI 78). Added to this bone material there is the central part (in which the middle portion of the mastication surface is included, with the central valley) of a P^4 dexter (1973 XXI 198). Whereas the connection between the bones numbered 76, 79 and 81 is evident and cannot be doubted, that between these three and 77 and 78 is not, but it is very probable that these (equally, it should be pointed out, of the left side) also belong to the same individual specimen and that, in fact, the entire complex of fossils constitutes a single find, together with the fragmentary premolar. However, the always fortuitous arrangement of fossil bones in the lenticular deposits of the Marāgheh region, due to their having been washed together into the former depressions of the landscape, is no guarantee for the truth of this supposition.

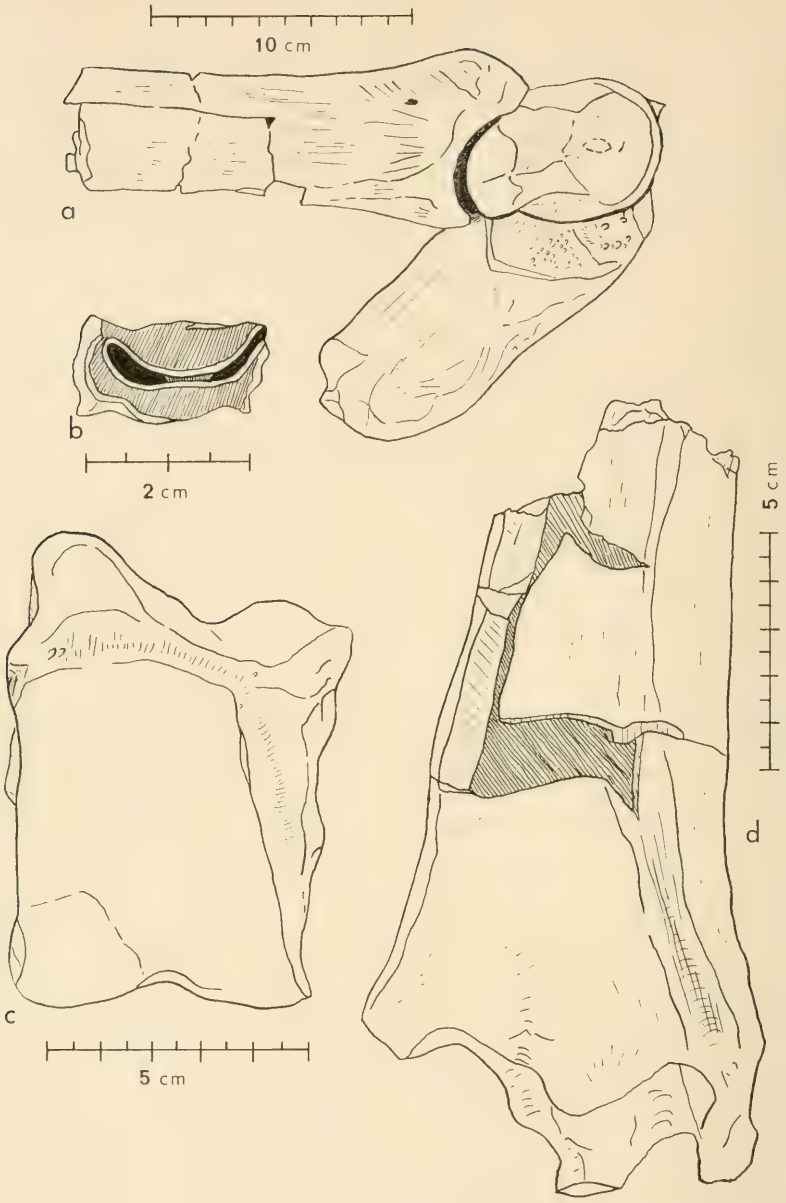
The distal fragment of a tibia (reconstructed from a number of separately recovered bone fragments) has a total length of some 18 cm. It is a rather heavily built bone with a trapezoidal outline of the horizontal section near its distal articulation. The crest between the two acetabular pits for the head of the astragalus is broad, heavy, and it runs straight in a sagittal direction. The prominent facette for the malleolar bone (the distal remnant of the fibula) is broad and lies in a straight line with the two already mentioned acetabular pits. This facette is single, as it appears to be in *Giraffa* and *Okapia,* according to De Mecquenem (1924/25, p. 25) and in *Samotherium* (= *„Alcicephalus“*) *neumayri,* while it is stated to be double in *Palaeotragus microdon* and in the Chinese species of *Samotherium* described by Bohlin (1927, p. 67) and in *Helladotherium gaudryi* (following De Mecquenem, 1924/25, p. 25). The fragment provides us with two measurements:

Maximum transversal width of the distal articulation: 90 mm.

Maximum sagittal width of the distal articulation: 72 mm.

An index of 0.8 is obtained by dividing the second measurement by the first one. Comparable measurements in mm from literature are:

Max. transv. width, distal articulation, of: *Samotherium sinense* (Bohlin, 1927, p. 67): 99, 91 (juvenile), 108; *S. eminens* (ibid.): 112; *S. boissieri* (ibid.): 95 ?; *Palaeotragus microdon* (ibid., p. 17): 55, 63, 65; *Helladotherium gaudryi* (De Mecquenem, 1924/25, p. 25): 110.



Text fig. 1: *Decennatherium crusafonti* n. sp. — a. type specimen, the complex of a distal part of a tibia sin. (1973 XXI 81), with astragalus (1973 XXI 76) and (incomplete) calcaneum (1973 XXI 79), seen from the inside; b. crown view of fragment of P^4 dext. (1973 XXI 198); c. rear view of astragalus sin. (1973 XXI 76); d. rear view of distal part of tibia sin. (1973 XXI 81).

Max. transversal × sagittal widths, distal articulation, of: *Decennatherium pachecoi* (Crusafont, 1952, p. 91): 86×64.5 (providing an index, see above, of 0.75); *Honanotherium schlosseri* (Bohlin, 1927, p. 117): 94×72 (ind.: 0.77); *Giraffa* (ibid.): 93×75 (ind.: 0.8); *Giraffa camelopardalis,* recent (Singer and Boné, 1960, p. 505): 126×86 (ind.: 0.68), 121×83 (0.69), 110×75 (0.68), 102×75 (0.74), 104×75 (0.72), 108×73 (0.68).

The astragalus is a relatively slender, long and high bone. The internal border of the articular surfaces for calcaneum and naviculocuboid (= centrotarsale) on the posterior facette of the astragalus has the form of a straight line; it is not interrupted in a steplike manner as it is in *Honanotherium* (Bohlin, 1927, p. 117, textfig. 180). As in the latter genus, always according to Bohlin, loc. cit., a prolongation of the deep notch for a mesial outgrowth on the posterior edge of the naviculocuboid, apparently typical for *Giraffa,* is almost entirely absent. The width of the posterior surface appears to be relatively less than in *Honanotherium* and *Giraffa;* the lateral external surface is higher and more slender than it is in the astragalus of the latter two genera, while the lateral internal surface is more slender as well. The caput astragali is less prominent than in *Giraffa* and *Honanotherium.* The following measurements have been taken from the Aliābād bone:

(A)	Maximum height on the mesial side	80 mm
(B)	Maximum height on the lateral side	94 mm
(C)	Lateral-mesial width at distal end	61 mm
(D)	Lateral-mesial width at proximal end	63 mm
(E)	Maximum sagittal thickness (approx. in central part of bone)	56 mm

From the second (B) and fourth (D) measurements Crusafont's (1966, p. 67) „Indiche de anchura" can be computed at 0.67. Some comparable measurements have been gathered from literature:

Palaeotragus microdon	A:	56	—	63				
(3 sp., Bohlin 1927,	B:	—	69?	71				
p. 18)	C:	38	40	45—				
	E:	34	—	39				
Samotherium sinense	A:	104	105	103	103	102	94	93
(ibid., p. 69; 7 sp.,	B:	—	120	112	117	114	110	103
the first still	C:	69	77	68	75	72	70	66?
juvenile)	E:	56	58	62	67	64	61	58
Honanotherium schlosseri	A:	90	97	84	92	86?		
(5 sp., Bohlin 1927,	B:	—	115	99	—	—		
p. 117	C:	—	74	64	75	64?		
	E:	59	62	54	61	—		

Giraffa	A 84	*G. camelopardalis*	B:	99?	93?
(ibid.)	B 98	(Recent, 2 sp.,	C:	72	—
	C 67	Singer and Boné	D:	73	81
	E 60	1960, p. 506)	ind.:	0.74	0.87

Decennatherium (pachecoi, and sp.)	B: 91	89	86.5	88.5	84.5	90.5
(Crusafont, 1952, p. 92; 1966,	C: 60	60	56.5	58.5	51.5	63
p. 67; 6 sp. from 3 localities)	D: 60	60	59	60	55	66
	ind.: 0.65	0.67	0.68	0.67	0.65	0.72

As a final remark on this bone it should be pointed out here that there exists an extraordinary resemblance between the second figure from the left in fig. 18, p. 127, of Crusafont (1952) *(Decennatherium)* and the Aliābād astragalus.

The calcaneum, when compared to that of *Giraffa,* is a long and slender bone too. The tuber calcanei is symmetrically formed; according to Bohlin (1927, p. 70), this feature is asymmetrical in *Samotherium* and *Giraffa* but symmetrical in *Honanotherium* (op. cit., p. 117). Crusafont (1952, p. 87) maintains that it is symmetrical in *Giraffa* and in *Honanotherium,* as it is in *Decennatherium* too.

Although the sustentaculum astragali has broken off, the low value for the astragalar width (measurements C and D) indicates a comparatively low value for the width of this part of the calcaneum as well. The rather broad, somewhat helicoidal facet on the distal lower side for the naviculocuboid faces the internal side of the calcaneum in its entirety, as in *Giraffa* (according to Bohlin, op. cit., p. 70), while at its internal border this facet adjoins another, small facet, also for the naviculocuboid, again as in *Giraffa* (but smaller) and opposed to the situation in *Samotherium,* always following Bohlin. In front of the relatively small articular facet for the malleolar bone the edge of the calcaneum curves downwards to end in a parrotlike beak; this edge is not a comparatively thin flange, as in *Samotherium,* but it remains practically as broad as it is below the malleolar articulation itself, thereby resembling the situation in *Giraffa.* The articular facet for the malleolar bone, already mentioned, does not stand out much above the anterior surface of the calcaneum as a whole.

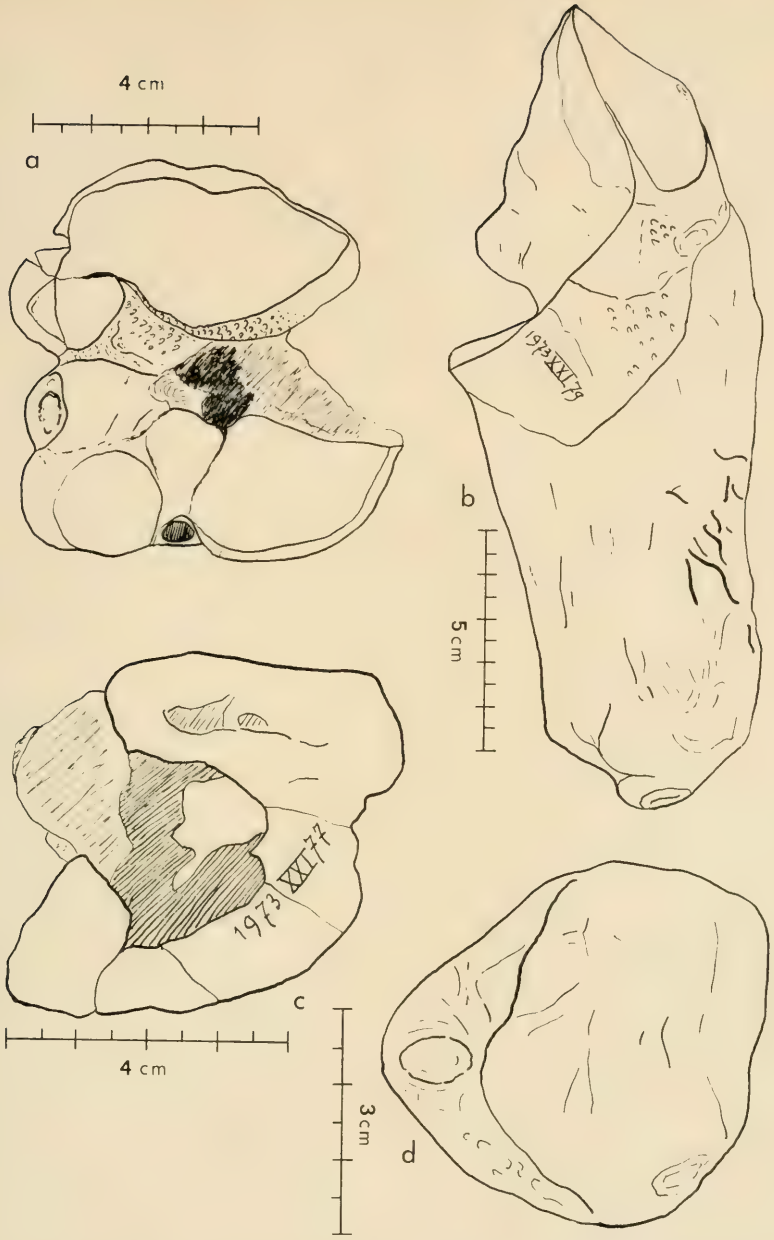
The following measurements have been taken from this bone:

(A)	Maximum overall length	191 mm
(B)	Sagittal length of the upper side of the tuber calcanei	55 mm
(C)	Transversal length of the upper side of the tuber calcanei	50 mm
(D)	Maximum lateral-mesial width (at broken-off sustent. astrag.)	> 51 mm
(E)	Greatest height (directly in front of fibular articulation)	71 mm

Literature sources provide some comparable measurements:

Giraffa camelopardalis	A:	184	184	177	186	—
(recent, 5 sp. in Leiden	B:	49	55	49	50	—
Museum, Hooijer, 1963,	D:	58	55	56	57	55
p. 62)	E:	86	84	83	87	80

Giraffa	A:		187
Bohlin, 1927	B:	51	
p. 70,	D:		53
p. 118)	E:		83



Text fig. 2: *Decennatherium crusafonti* n. sp. — a. proximal view of (incomplete) metatarsale III/IV sin. (1973 XXI 77); b. inner view of (incomplete) calcaneum sin. (1973 XXI 79); c. the distal fracture of the incomplete metatarsale III/IV, pictured in a, seen head-on; d. the nearly symmetrical tuber calcanei of the calcaneum sin., pictured in b, seen head-on.

Decennatherium pachecoi	A:	175	—
(Crusafont, 1952, p. 91)	B:	—	52
	C:	—	40
	D:	58.2	—

Samotherium sinense	A:	—	206?	216	219	221	225
(Bohlin, 1927, p. 70,	D:	58	—	60	60	59—	61?
6 sp.)	E:	96	93	98	96	102	100

Palaeotragus microdon	A:	130	—	—	—	139
(Bohlin, 1927, p. 18,	D:	33	—	41	40	40
5 sp.)	E:	—	57?	—	—	58

Honanotherium schlosseri	A:	200?	—
(Bohlin, 1927, p. 118,	D:	—	59
2 sp.)	E:	88?	—

In „*Orasius atticus*" (recte, *Giraffa attica*), according to Bohlin, 1927, p. 118, measurement (A) in a specimen from Pikermi is 185 mm, (D) 55 mm and (E) 82 mm. In this latter species the tuber calcanei appears to be relatively compressed (see Bohlin's fig. 206) and asymmetrical, the facet for the naviculocuboid is facing a more plantar (or backward) direction as compared to the inward (mesiad) one of the calcaneum from Aliābād, although in both cases the surface of the facet is somewhat helicoidally curved (see Bohlin's textfig. 205), and the anteriormost extremity of the bone ends bluntly, not in a sharp parrot-beak.

The proximal and distal parts of the metatarsale III/IV of the left side (numbers 77 and 78, respectively) will be described together. A long sliver of bone, approximately 3 cm thick at its upper end, is missing from the anterior side of the proximal fragment, which has been reconstructed from a number of closely fitting separately recovered pieces. Notwithstanding this deficiency it is possible to observe that the proximal surface of the proximal fragment shows three articular facets, a small one for the first tarsal at the inner posterior side (lower left of figure 2a), which is kept separate from the adjoining facet for the tarsalia II and III by a narrow and shallow incision. The two facets, and the third one on the lateral side of the proximal surface (for the naviculocuboid), all lie more or less in one plane. Owing to the absence of the mentioned piece of bone it is no longer possible to observe with certainty how the facet for the tarsalia II and III has been kept separate from that for the naviculocuboid, but if this was effected by a groove it appears unlikely that such a furrow was very marked or deep. On the other hand a faint trace can be seen against the point of contact between the facets for tarsal I and tarsalia II and III, of the beginning of a shallow step or shelf, thus indicating the possibility that this shelf has formed the border between the facets for naviculocuboid and tarsalia II + III. A rudimentary second metatarsal bone, grown together with the third metatarsal, can be discerned.

A marked and broad but shallow fluted groove runs in a vertical direction on the posterior side of the bone. A horizontal section (figure 2c, the broken end of the proximal fragment at its distal side) shows a great likeness, but for the shallowness of this groove in the fossil from Aliābād, with Bohlin's textfigure 188 (depicting the comparable situation in *Honanotherium schlosseri*).

The following measurements have been taken from the two bone fragments:

(A) Maximal sagittal diameter of proximal surface of proximal fragment (approx.) 75? mm
(B) Maximal transverse diameter of proximal surface of proximal fragment 71 mm
(C) Maximal transverse width of distal fragment (evaluation, approximately) 90? mm
(D) Maximal sagittal width of remaining distal pulleylike articulation 47 mm
(E) Diameter (transversal × sagittal) of shaft, 10 cm from distal extremity 56×41 mm

These measurements may be compared with the following ones gleaned from literature:

Samotherium sinense (6 sp.), *S.eminens* (1 sp.), *S.boissieri* (1 sp.; Bohlin 1927, p. 72)	A:	90	94	96	88	95	84	90	86
	B:	84	87	87	71	87	80	91	77
	C:	85	—	—	83	83	98	94	91
Palaeotragus microdon (Bohlin 1927, p. 19, 5 specimens)	A:	52	—	54	52	53			
	B:	46	—	48	51	50			
	C:	—	53	50	55	—			
Decennatherium pachecoi (2 sp., Crusafont 1952, p. 92)	A:	67	60.5						
	B:	66	59						
Honanotherium and *Giraffa* (3 and 1 sp., resp., Bohlin 1927, p. 120)	A:	81?	—	82?	80				
	B:	74?	—	78?	72				
	C:	—	91	—	89				

What is left of the P^4dexter (1973 XXI 198) shows a remarkable resemblance to the corresponding parts in the figures 4 and 5 of Pl. XX in Crusafont (1952). As only mesial and distal fragments of the vertical rugose enamel enclosure of the premolar have been preserved, a maximum length of the tooth cannot be given; it must have exceeded the 25.4 mm which is still measurable. Crusafont (op. cit., table, p. 89) gives lengths varying between 30 and 25 mm. A lucky circumstance is formed by the fact that the central valley of the mastication surface has remained intact in its entirety, so that Crusafont's description (op. cit., p. 80) is seen to fit the fragment from Aliābād: „Es bastante profundo el valle medio y está cerrado por ambos lados (Diferencia con *Honanotherium* y *Giraffa*)".

Discussion; determination

While describing the bones from Aliābād, the description of the same bones in *Decennatherium*, given by Crusafont (1952, pp. 87—88) has been followed as far as possible. Comparison with descriptions of the bones in other Giraffid genera, mainly those given by Bohlin (1927), shows that the greatest amount of resemblance between individual anatomical features in each of the bones of those genera with those of the find from Aliābād exists, when members of the subfamily

Giraffinae are considered. Following the systematical arrangement by Simpson (1945), this means that the genera *Giraffa, Honanotherium* and *Bohlinia* (= *Orasius*) may be considered as the nearest allied forms, while the genera *Palaeotragus* and *Samotherium,* in the subfamily Palaeotraginae, show more differences. Members of the subfamily Sivatheriinae, all of gigantic size and heavily built, should not be considered at all; their corresponding bones are much more massively built and have much larger dimensions. Only *Helladotherium* (and, perhaps, *Hydaspitherium)* might theoretically be considered here, these being the only Sivatheriine forms known or expected from the Marāgheh region, next to the comparatively common Palaeotragine *Palaeotragus* and *Samotherium* from the same localities.

The systematical arrangement proposed by Crusafont in 1952 (pp. 186—209), although somewhat differing from Simpson's system, agrees with it in that *Palaeotragus* and *Samotherium* are placed in the subfamily Palaeotraginae, while *Bohlinia* is placed, with the recent *Okapia,* in a subfamily of its own, the Okapiinae and while the subfamily Giraffinae consists of three genera: *Giraffa, Honanotherium* and *Decennatherium.* It is this last genus, at present uniquely known from Spain and characterized by Crusafont, 1952, on p. 98, with which the finds from Aliābād show most resemblance, both anatomically and when relative comparisons of separate measurements are made. In general, however, the Iranian find has slightly larger dimensions while there are a few minor points of anatomical difference. I is interesting to note the circumstance that *Decennatherium* appears to occur in Spain (either its sole species there, *pachecoi,* or as a find which could not be specifically determined, see Crusafont, 1966) in deposits in which *Hipparion* begins to make its appearance (the Vallesian) and only slightly later (the very lowest part of the Turolian). In the beginning of this paper a Vallesian age for the deposits at Aliābād was considered to be most probable.

One may wonder why earlier descriptions of Giraffid finds from fossil localities in the Marāgheh region, such as those by Rodler and Weithofer (1890) or De Mecquenem (1924/1925) have not mentioned any Giraffine specimens which might be identified with *Decennatherium.* Rodler and Weithofer are responsible for the descriptions of the two commonly occurring Giraffid species in the Marāgheh region: *Samotherium (= „Alcicephalus") neumayri* and *Palaeotragus (= „Alcicephalus") coelophrys.* They did not describe other Giraffids from there, although they thought *Urmiatherium polaki* Rodler, 1889, to be a Sivatheriine; as is known today, this curious form should be ranged among the Ovibovini. In 1924/1925 De Mecquenem described additional finds of *S. („Alcicephalus") neumayri* and *P. („Achtiaria") coelophrys,* and also two more species: a new one, *Helladotherium gaudryi* (which he had already provisionally named *Maraghatherium gaudryi* in 1908), and *Camelopardalis attica* Gaudry et Lartet, 1856, a form known already from Pikermi in Greece. According to his description this last Giraffid has a size which is intermediate between *S. neumayri* and *P. coelophrys.* His material of it consisted of only the posterior part of a skull, an atlas, and several bones of the extremities (in a table these latter specimens are summed up as the distal part of a humerus, a first carpal and a first tarsal phalanx, a second tarsal phalanx, and a metatarsal bone). The description is so very summary and generalized that it is not possible to draw any conclusions beyond that of agreeing with De Mecquenem that the material does indeed belong to a Giraffine. Identification

with the finds from Aliābād are not possible from the description alone. The probability certainly exists that too much dependence on descriptions of forms known from Pikermi has led De Mecquenem astray and that a revision of his material of *„Camelopardalis"* (recte: *Giraffa) attica* may prove its identity with the *Decennatherium* from Aliābād. What is more, a critical evaluation of known finds from Pikermi, hitherto ascribed to *Giraffa attica* (Gaudry et Lartet, 1856), with which Bohlin (1927, p. 123) identifies *Camelopardalis vetusta* Wagner, 1861, *Camelopardalis speciosa* Wagner, 1861, *Orasius eximius* Wagner, 1861, and *Orasius speciosus* Pilgrim, 1911, might perhaps also result in the discovery of a *Decennatherium* among the Pikermi material.

With respect to this problem Bohlin's opinion may perhaps be mentioned (op. cit., p. 93) regarding De Mecquenem's description of *„Camelopardalis attica":* according to him this material should be relegated to *Samotherium neumayri.* Crusafont (1952, p. 209) places Wagner's *C. speciosa* in Matthew's genus *Bohlinia,* so that it becomes *Bohlinia speciosa,* known from Pikermi, Thessaloniki, Küçükçekmece near Istanbul, and the Vallés-Penedés in Spain, and places it in the subfamily Okapiinae.

While it will be clear that it is my opinion that the fossil bones found at Aliābād should be ascribed to the genus *Decennatherium* Crusafont, 1952, the species to which they belong differs from the diagnosis of Crusafont's species *pachecoi* (op. cit., p. 98) on five points: first, by being somewhat larger in all (known) dimensions; second, in that the distal part of its tibia appears to be somewhat heavier in a transverse sense (resulting in an index of 0.8 as opposed to 0.75 in *D. pachecoi*); third, in that the facet for the malleolar bone on the calcaneum, although small as in *D. pachecoi,* appears to stand out slightly more above the anterior surface of the bone than in the Spanish species (see Crusafont, 1952, Pl. XXIX, fig. 4a); fourth, in that the metatarsale III/IV of the Iranian form possesses a relatively smaller facet for the first tarsal bone (see Crusafont, 1952, Pl. XXIX, fig. 1); and fifth, in that the vertical fluted groove in the metatarsale III/IV, although shallow, is somewhat more marked than in *D. pachecoi.*

These five points (the one concerning the larger dimensions being the most important) suffice, in my opinion, for the provisional accordance of a separate specific name to the described find from Aliābād. In honour of his specialized knowledge of fossil and recent Giraffidae I propose naming the species *crusafonti* after Professor Dr. M. Crusafont Pairó. If further, more complete finds from the Marāgheh area as well as from other sites bridging the geographical distance between Iran and Spain may perhaps lead to the conclusion that the differences between the species *D. pachecoi* and *D. crusafonti* should, in future, prove to be gradual ones only, the name *crusafonti* should be retained in a subspecifical sense (the name of the species then being, of course, *pachecoi*); there may very well have existed a situation comparable to that to be found nowadays among the several subspecies of *Giraffa camelopardalis,* in which *G. c. reticulata,* for instance, has a maximum height of 530 cm, but *G. c. rotschildi* or *G. c. tippelskirchi* may reach 580 cm.

The type specimen for the species *crusafonti* consists of the numbers 1973 XXI 76, -79 and -81, while the numbers 1973 XXI 77, -78 and -198 should be considered cotypes. These specimens belong to the collection of the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie at Munich.

Acknowledgements

I should like to thank the Authorities of the Scientific Affairs Division of the North Atlantic Treaty Organization at Brussels for providing the financial support (Grant no. 661) of the exploratory voyage to Iran in 1973. My grateful thanks are due to His Excellency Mr. Firouz Baquerzadeh, Counsellor to the Minister of Culture and Arts of Iran, for according me formal permission to investigate the region around Marāgheh; to the several Authorities of the University of Tabriz, more especially to Professors Salehi and Azhiry of the Geology Department, who provided most practical, strong and very much appreciated support; to Professors Ahmad Motamed and Framarz Pour Motamed, of the Geology Department, and Professor A. Mostofi, of the Geography Department, of Tehran University, whose aid and help was most welcome; to the Authorities at the Imperial Iranian Embassy at The Hague and in particular to Mr. Iraj Taghizadeh, who gave their energy and time unstintedly during the initial phases of organizing my voyage; and to the Authorities at the Royal Netherlands Embassy at Tehran, more especially to His Excellency Mr. P. A. E. Renardel de Lavalette, His Excellency Mr. G. van Vloten, and to Drs. H. J. Nijhof, for the kind hospitality, the valuable aid and the important advice and support received before, during, and after my stay in Iran.

My thanks are also due to Mr. H. van Kooten, official artist of the Zoological Laboratory of Utrecht University, and his staff, for aiding me when I made the illustrations to this paper; and to the several Preparators of the Institute of Paleontology and historical Geology of Munich University, who have so patiently reconstructed the often very fragmentary specimens collected around Mordaq.

References

Bohlin, B.: Die Familie Giraffidae. — Pal. Sinica, Ser. C, **4**, 1, 178 pp., 12 pls., 254 text-figs., Peking 1927.

Crusafont Pairó, M.: Los jiráfidos fósiles de España. — Thesis, Mem. y Com. Inst. Geol. Barcelona, VIII. 239 pp., 47 pls., 26 figs., Barcelona 1952.

Crusafont Pairó, M.: Caracterizacion del Pontiense en el afloramiento terciario de Campisábalos (Guadalajara). — Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, **85**, pp. 61—70, 1966.

Bosscha Erdbrink, D. P., Priem, H. N. A., Hebeda, E. H., Cup, C., Dankers, P. & Cloetingh, S. A. P. L.: The bone bearing beds near Marāgheh in N. W. Iran. I & II. Kon. Ned. Akad. v. Wet. Amsterdam, Ser. B., pp. 85—113, 5 figs., 3 tabs., 2 pls., 1976.

Hooijer, D. A.: Miocene Mammalia of Congo. — Ann. Mus. Roy. de l'Afrique Centr., Ser. in —8°, sc. géol., 46, 77 pp., 10 pls., 8 figs., 11 tabs. Tervuren (Belgium), 1963.

Mecquenem, R. de: Contribution à l'étude du gisement des vertébrés de Maragha et de ses environs. — Ann. d'hist. nat., **1**, pp. 27—79, Paris 1908.

Mecquenem, R. de: Contribution à l'étude des fossiles de Maragha. — Ann. de Paléont., **13—14**, pp. 135—160, 1—35, 9 pls., 17 figs., Paris 1924—1925.

Rodler, A. & Weithofer, K. A.: Die Wiederkäuer der Fauna von Maragha. — Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., math. nat. Cl., II, **57**, pp. 753—772, Wien 1890.

Simpson, G. G.: The principles of classification and a classification of Mammals. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **85**, 350 pp., New York 1945.

Singer, R. & Boné, E. L.: Modern Giraffes and the Fossil Giraffids of Africa. — Ann. South African Mus., **45**, 4, pp. 375—548, 52 pls., 27 figs., Wynberg (Cape), 1960.

Van Couvering, J. A. & Miller, J. A.: Late Miocene Marine and Non-Marine Time Scale in Europe, Nature, **230**, pp. 559—563, London 1971.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 41—52 München, 25. 10. 1976

Early *Samotherium* and early *Oioceros* from an Uppermost Vindobonian fossiliferous pocket at Mordaq near Marāgheh in N. W. Iran

By Dirk Pieter Bosscha Erdbrink[1])

With 2 text figures and plate 2

Summary

Description of a new subspecies of *Samotherium* (a Palaeotragine Giraffid), found together with remains of an antelope, *Oioceros rothii* (Wagner, 1860) in a small pocket of red brown volcanic tuff along an irrigation channel near the village of Mordaq (= Murdi), about 20 km E. of Marāgheh in E. Azerbaidjan, Iran. The probable age of the deposit, in which absolutely no remains whatever of *Hipparion* have been found, should be estimated as somewhat older than that of a tuffaceous rock in its vicinity, occurring at a slightly higher level and having a K-Ar age of 12.9 ± 0.7 Ma.

Résumé

Description d'une nouvelle sous-espèce de *Samotherium*, trouvée en compagnie avec des restes d'*Oioceros rothii* (Wagner, 1860), bovidé caprine, dans une petite lenticule de tuf volcanique rouge au bord d'un khanat près du village de Mordaq (= Murdi) à peu près 20 km à l'Est de Marāgheh en Iran. L'âge du dépôt pourrait bien être vindobonien supérieur ; point de restes d'*Hipparion* s'y trouvaient tandis que l'âge K-Ar d'un tuf volcanique aux environs, stratigraphiquement un peu plus haut, fut fixé à 12.9 ± 0.7 millions d'années.

Zusammenfassung

Beschreibung einer neuen Subspezies von *Samotherium* (Palaeotraginae, Giraffidae), die zusammen mit Überresten einer Antilope, *Oioceros rothii* (Wagner, 1860) in einer kleinen Linse rotbraunen Tuffs am Rande eines Bewässerungskanals in der Nähe des Dorfes Mordaq (= Murdi), ungefähr 20 km östlich von Marāgheh in Ost-Aserbeidschan, Iran gefunden würde. Das wahrscheinliche Alter der Ablagerung, in der überhaupt keine Reste von *Hipparion* gefunden würden, kann geschätzt werden als etwas früher als dasjenige eines benachbarten geschichteten Tuffs, der sich auf etwas höherem Niveau befand und ein K-Ar Alter von 12.9 ± 0.7 Ma hatte.

[1]) Dr. D. P. Bosscha Erdbrink, Laboratorium voor zoölogische Oecologie en Taxonomie der Rijksuniversiteit, Plompetorengracht 9—11, 2501 Utrecht, The Netherlands.

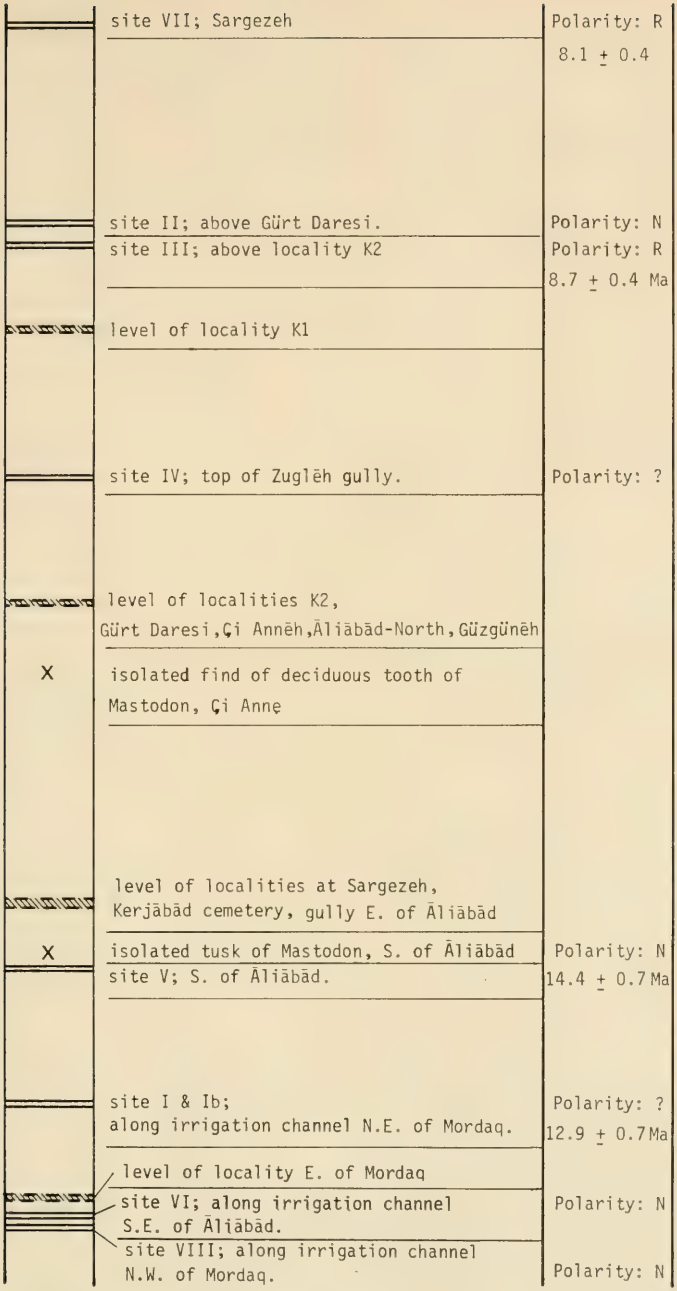
Introduction

In an earlier paper (Bosscha Erdbrink et al., 1976) particulars have been given on the region around Marāgheh, in the province of E. Azerbaidjan, Iran, where a party of three investigators, consisting of Dr. N. Schmidt-Kittler of the Institute for Paleontology and historical Geology of Munich University, Mr. S. A. P. L. Cloetingh of the Vening Meinesz Laboratory for Geophysical Research of Utrecht University, and the present author, carried out research in 1973.

Not far from our camping site at the water mill above the village of Mordaq, some 20 km East of the town of Marāgheh, our local helper and collector Now Ruz discovered a small pocket of reddish brown volcanic tuff with some gravel as admixture, at the eastern edge of a poplar plantation, in the side of a bank of the lower of two irrigation channels. Near Mordaq (also called Murdi), this lower channel forks off from a main channel running down from Kerjābād (= Kirdjawa) to Mordaq and beyond. The pocket, some 300 metres downstream along the channel or khanat from our paleomagnetic sampling site I—Ib (a tuffaceous rock some 1—1½ metres above the water table of the channel at that place), contained a mass of much-weathered fossil bone fragments, most of which were too fragmentary to permit any determination. However, six of the collected fragments could be determined as being of a Giraffid nature (almost certainly all belonging to one single specimen), while seven other fragments, containing teeth, could all be ascribed to a single bovid species. It was considered peculiar by us at the time that absolutely no teeth or other recognizable remains of *Hipparion* were recovered from the fossiliferous pocket, whereas most other fossil localities in the area contained an abundance of fossil remnants of this genus. Later absolute age determination (K-Ar) of the volcanic tuff of paleomagnetic site I—Ib resulted in an age of 12.9 ± 0.7 Ma. The arrival of the genus *Hipparion,* more especially the primordial Old World species *H. primigenium* (Von Meyer), in Eurasia from North America is usually placed at about 12.5 Ma ago (Van Couvering and Miller, 1971, p. 56; Hooijer and Maglio, 1974, p. 30; Hooijer, 1975, p. 7), and therefore the total absence of this equid in the fossiliferous pocket at Mordaq probably indicates an age of this deposit which is just slightly older than the first date of occurrence in Iran of the new American immigrant. An abbreviated compilation of the stratigraphic column published in Bosscha Erdbrink et al., 1976, in which the level of the fossil locality E. of Mordaq under discussion in the present paper is indicated with its relation to the levels and ages of other localities and sites in the area around Marāgheh, is given here as textfigure 1.

The described fossils all form part of the Bavarian State collection for Paleontology and historical Geology at Munich and, accordingly, they have been numbered following the rules in use at that collection.

Textfig. 1: Abbreviated compilation of the stratigraphic column published in Bosscha Erdbrink et al., 1976, with the appropriate paleomagnetic polarities and the absolute (K-Ar) ages, of a 80 metres thick section of the fossiliferous and volcanic deposits East of Marāgheh, N. W. Iran.


site VII; Sargezeh
Polarity: R
8.1 ± 0.4
site II; above Gürt Daresi.
Polarity: N
site III; above locality K2
Polarity: R
8.7 ± 0.4 Ma
level of locality K1
site IV; top of Zuglēh gully.
Polarity: ?
level of localities K2,
Gürt Daresi, Çi Annēh, Āliābād-North, Güzgünēh
X
isolated find of deciduous tooth of
Mastodon, Çi Annę
level of localities at Sargezeh,
Kerjābād cemetery, gully E. of Āliābād
X
isolated tusk of Mastodon, S. of Āliābād
Polarity: N
site V; S. of Āliābād.
14.4 ± 0.7 Ma
site I & Ib;
along irrigation channel N.E. of Mordaq.
Polarity: ?
12.9 ± 0.7 Ma
level of locality E. of Mordaq
site VI; along irrigation channel
S.E. of Āliābād.
Polarity: N
site VIII; along irrigation channel
N.W. of Mordaq.
Polarity: N

Description

The six Giraffid remains, numbered 1973 XXI 70 up to and including 75, consist of a nearly complete horn, broken off from the skull at its base (number 70), a small fragment of a mandible of the left side (number 71) containing a very worn M_1 (which still possesses its posterior root, the anterior one having broken off), a nearly complete naviculo-cuboid of the left side (number 72), only slightly damaged along its upper posterior edge, the lower part with the several articular facets of a right calcaneum (number 73) from which the shaft and the tuber calcanei are missing, and a quite complete naviculo-cuboid with its cuneiform bone, of the right side (numbers 75 and 74, respectively). These last two bones, joined together after their preparation, closely fit the appropriate articular facet of number 73, the right calcaneum, so that they evidently belong together. The following measuremens have been taken by me from the six specimens:

Horn, no. 70: total height	202 mm
length of polished facet at tip	32 mm
length at base of its mesial (upper) side	73 mm
length of mesial side at height of 10 cm	37 mm
transversal width at base (perpendicular to length)	52 mm
transversal width at height of 10 cm	27 mm
M_1 *sinister*, no. 71: length (at base of enamel)	34.5 mm
width (at base of enamel)	25.1 mm

Naviculo-cuboid sin., no:	72:	and id., *dext.*, no. 75:	
sagittal width	64 mm	and	64 mm
transversal width	76 mm	and	75.5 mm
height	58 mm	and	58.5 mm

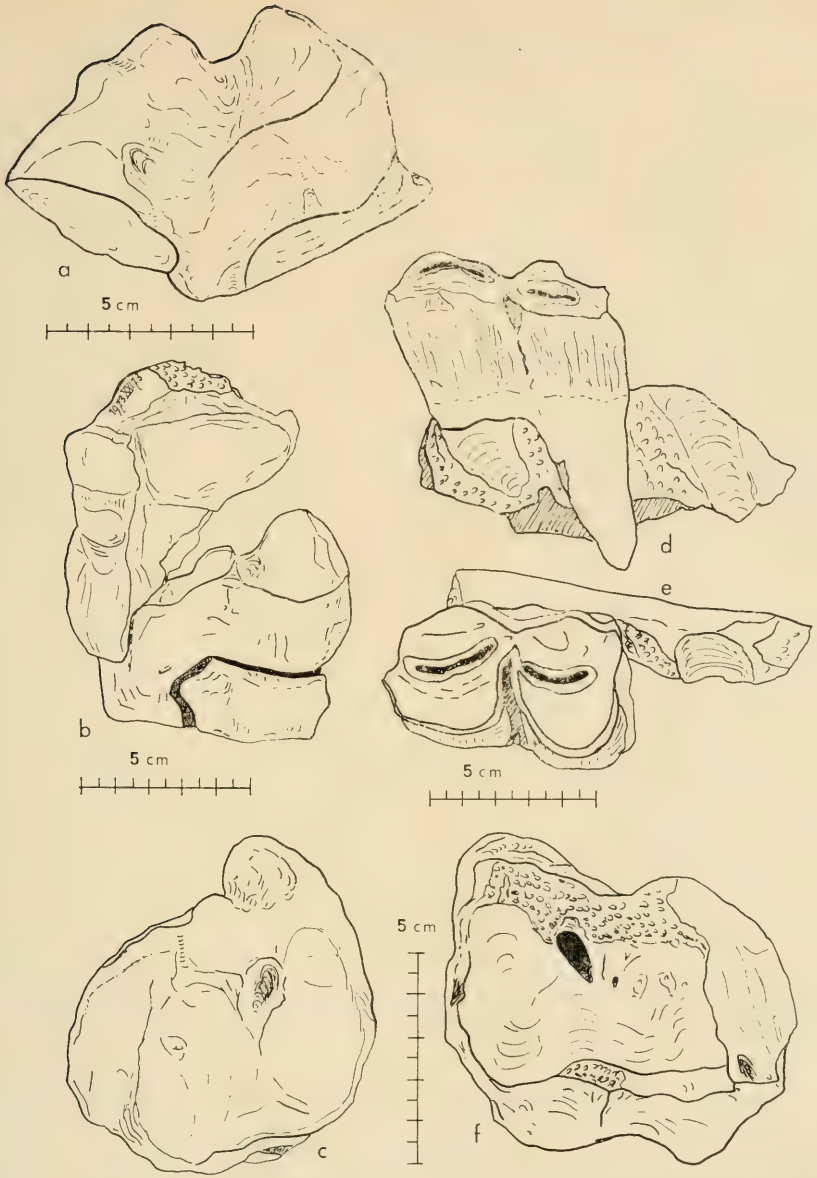
Calcaneum dexter, no. 73:	
transversal width over articular facet for astragalus	54 mm
maximum height of shaft near this place	58 mm
maximum height at distal side of articulation	76 mm

Cuneiform dexter, no. 74:	transversal width	53 mm
	sagittal width	34 mm
	height	17.5 mm

All these bones are somewhat caramel-coloured with dark grey streaks and spots in several places, while patches of ivory white occur also.

The horn, which has probably been connected to the skull somewhere above the orbit, is triangular in cross-section at its base. The basis of this triangle most probably has been situated along the upper (mesial) side of the horn's base while the horn was in its natural position, i. e. that of an oblique appendage of the skull above the eye.

When seen from below, one looks into the horn in a kind of honeycomb of large and small cells and hollows, each bordered by quite massive walls. This is probably a prolongation of the "inflated", sinus-rich growth of the skullbones



Textfig. 2: *Samotherium mongoliense nowruzi* n. subsp.: a. Calcaneum dext., 1973 XXI 73, seen from sagittal to distal; compare with Bohlin, op. cit., pl. IX, fig. 2. b. Calcaneum, naviculo-cuboid and cuneiform dext. in natural relation to each other, seen from in front (numbers 1973 XXI 73, —75 and —74). c. Naviculo-cuboid dext., 1973 XXI 75, mesial surface. d. and e M_1 sin. in fragment of mandible, 1973 XXI 71: buccal aspect (d) and occlusal aspect (e). f. Naviculo-cuboid sin., 1973 XXI 72, mesial surface, slightly tilted.

above and near the orbits. From its base upwards the horn tapers gradually to its tip, while its section changes in form from triangular to oval. A number of straight furrows run from the tip to the base. The sides of the triangle, when a transverse (cross-) section is meant, form more or less pronounced keels from the base to the tip of the horn, becoming less distinct near the tip. One of these keels, presumably along the posterior side of the horn *(vide infra),* if the orientation according to Bohlin is accepted as the correct one, is projected outwards as a knobby outgrowth over some 7 centimetres roughly at the middle of the horn. The rounded, knoblike tip and the extreme three to four centimetres of the horn show a slight curvature. If, as does BOHLIN (1927, p. 88), it is considered that this curvature goes in a backward direction, the horn most probably is one of the right side. This also appears to be very probable in view of BOHLIN's textfigures 137, 136 and 135 on p. 84, op. cit. A highly polished facet just below the tip of the horn would then lie on the underside and somewhat facing the outside, with respect to the position of the skull, a situation which does appear to be natural if the animal has been in the habit of whetting its horn against trees or branches. On the other hand, if GODINA (1962, p. 132, fig. 1) is to be believed, the way in which the horn is curved would indicate its being a horn of the left side; in the *Samotherium irtyshense* described there, the horn ends in a knob also.

In contrast to the description of the horn of *Samotherium boissieri* given by BOHLIN (loc. cit.), the horn of the Mordaq specimen does not become less thick quickly in the first ten centimetres from the base upwards, and from there only in a gradual manner to the tip; the thickness of the horn from Mordaq diminishes gradually from base to tip.

The M_1sinister in its small fragment of the mandibula (in fact only a piece of the tabula interna) still possesses its complete posterior root, this having a length of some 2.5 cm. The anterior root has broken away together with some of the enamel of the molar itself on its mesial side. The molar is much worn, but one may still observe the so characteristical fine giraffid wrinkles of the enamel. There are no traces even of a cingulum, nor of small pillarlike additional structures. The reader is referred to textfigures 2d and 2e. There exists a certain likeness with GODINA's *Samotherium mongoliense* (1959, p. 98, fig. 1), but it is difficult to decide whether the greater buccolingual width of the Mordaq specimen is only due to its having been worn down much farther. In each of the two cases, however, the posterior half of the molar is decidedly its broader part also, while, on the contrary, in *S. irtyshense* GODINA (1962, p. 133, fig. 2), the two halves of the M_1 are about equally wide and possess additional pillars on the anteriormost and posteriormost lingual corners.

The morphological description of the naviculocuboid (= "centerotarsale") given by BOHLIN (op. cit., pp. 70—71) of *Samotherium* fits the Mordaq specimina numbers 72 and 75 nicely. So does that of the cuneiform bone (Tarsalia II and III, BOHLIN p. 71) and that of the calcaneum (BOHLIN, p. 70). In the last case it should be stressed that the Mordaq specimen, no. 73, also has an articular facet for the naviculocuboid which curves outwards at its anterior, and slightly inwards at its posterior end, the whole occupying an angle of roughly 30 degrees, while it does not possess an accessory articular facet at its posterior internal side (as is the case with *Giraffa,* see BOHLIN, loc. cit.).

Seven more specimens from the same locality all belong to antelopes. The

colour and state of preservation of the bone and the teeth is the same as that of the already described giraffid remains. These bovid specimens are the following: 1973 XXI 88: a mandibula sinistra, broken almost near the symphysis without, however, possessing the alveoli for the canine and the incisors, while at its distal end the jaw is broken vertically behind M_3. The dental elements present consist of P_2 up to and including M_3. They show moderate wear. M_1 is the most worn tooth in the row and it appears to have risen some 4 mm out of its alveolus, as can be seen at the lingual side of the jaw when its position is compared to that of P_4 in front of it and M_2 behind it. This might possibly indicate some pathological influence such as a mandibular abscess, although no other indications for this can be observed, or lack of wear through absence of the opposing teeth of the upper jaw. P_2 and M_3 are hardly or barely worn. At the time of its death the animal must have been adult, but still fairly young. Judging from the degree of wear of M_3, the teeth of this antelope show a moderate hypsodontism. The lingual border of all the molars and premolars consists of a vertical nearly flat enamel wall with very few marked features and thereby resembles the corresponding teeth of sheep. M_2 and M_3 have a pronounced anterior external enamel fold (lacking in M_1), while small but distinct anterointernal and posterointernal enamel folds exist in M_1 and M_2, M_3 having an anterointernal fold too. The main pillars of the teeth are cylindrical; no traces of accessory tubercles or of pillars in between are present. The third, posteriormost, fold of M_3 is nearly cylindrical also, although it tapers slightly towards the top. Its occlusal surface is semilunar to rounded triangular in outline, with the flat side (the base of the triangle) at the lingual side and almost directly prolonging the lingual wall of the rest of the molar, forming an angle with this of some 160 degrees. The premolars nicely follow the description given by Schlosser (1904, p. [52] = 72) for his "second type".

1973 XXI 89 is a fragment of a left mandibular ramus still containing M_2 and M_3 in an almost identical state of wear as no. 88, while the morphological description is the same also.

1973 XXI 90 is an isolated M_3 sinister, which has had three roots with only the one in front still partly present. Although slightly more worn than the specimens 88 and 89, the morphological description of M_3 given there nicely agrees with this specimen too.

1973 XXI 91 is an upper fragment of a right mandibular ramus still containing the hindmost pillar of M_2 and the two anterior pillars of M_3, again exactly fitting the description given of specimens 88 and 89 and also showing the same amount of wear.

1973 XXI 92 is an isolated M^3dexter, barely worn, the roots of which are broken away. Here also the description given by Schlosser (1904, loc. cit.) of his "second type" fits this moderately hypsodont molar with no accessory pillars or tubercles. So does the description of its counterpart there agree with

1973 XXI 93, an isolated P^3 or P^2sinister still in possession of the larger part of its two roots, and moderately worn, while

1973 XXI 94, being only the external enamel surface of a M^2sinister, is very well in accordance with the morphology of the same surface of number 92, the M^3.

From this description it appears that the specimina 88 up to and including 94 should all be ascribed to one and the same species of antelope. The following measurements have been taken:

	no. 88 (mm)	no. 89 (mm)		no. 90 (mm)	no. 91
P_2, length × width	5.9× 3.5				
P_3, length × width	8.0× 5.1				
P_4, length × width	9.4× 5.8				
M_1, length × width	10.0× 8.2				
M_2, length × width	14.2×10.1	14.8×9.6			—×9.8
M_3, length × width	19.8× 9.3β)	19.2×8.6α)		20.1×9.1α)	—×9.3β)
Mandibular height below M_1 and M_2	22.5 mm	id., between M_2 and M_3	24.5 mm	α) = over first pillar β) = over second pillar	

no. 92: M^3d, length × width: 16.0×15.0 mm; height: 18.5 mm.
no. 93: P^3or P^2sin., l.×w.: 9.1×6.9 mm.
no. 94: M^2sin., length: 16.5 mm; height: 18.6 mm.
Total rectilinear length of the series P_2—M_3 in no. 88: 69 mm.

Determination

In the case of the giraffid remains it will be clear from what has already been stated in the description, that all recognizable morphological features concur to indicate that the remains have to be ascribed to a species of the genus *Samotherium* Forsyth Major, 1888. One has only to read Bohlin's analysis (op. cit.) of the several separate bones and of the form of the molar, to be convinced.

All the same, the size of the several pieces is much too small for a determination as one of the common species of *Samotherium* from Samos or from Chinese localities, as well as for that of the species known from Marāgheh, *S. neumayri* (Rodler & Weithofer, 1890); the Chinese species *S. sinense* (Schlosser 1903) is probably synonymous with *S. neumayri*, as has been stated elsewhere by me (Bosscha Erdbrink, 1976, in press).

Together with the circumstance that the age of the fossil remains, uppermost Vindobonian or rather Aragonian, is older than that of the larger ("Pontian") species so that a smaller size for a somewhat earlier form is to be expected, this makes it necessary to enquire into the possibility whether any other *Samotherium* remains having a possibly Vindobonian age have already been described.

Two such finds, both from Central Asia, are known. They were already mentioned in the descriptive part of the present paper: *S. mongoliense* and *S. irtyshense*, the first one described by Godina in 1954 and 1959, and the second, also by her, in 1962. Each species is said to come from deposits which are "uppermost Miocene or earliest Pliocene", Mongolian in the first case and, in the second case, occurring near Pawlodar in Kazakhstan. Although the material on which each of these two species is based cannot be considered plentiful, so that, given a

certain (as yet unknown) width of individual variation, the possibility might exist that *irtyshense* is only a synonym for *mongoliense*, it is clear that these Samotheria are decidely smaller than the well-known forms *S. boissieri*, *S. neumayri* or *S. sinense* while their stratigraphical age at the same time is probably older as well. If the specimen from Mordaq, on the other hand, is compared with the animals described by GODINA, the resemblance of its horn with that of *S. irtyshense*, already remarked upon, cannot be denied. Neither can the morphological likeness of the Mordaq M_1 with the (slightly damaged) M_1 of *S. mongoliense* in GODINA's 1959 paper, although there its dimensions (36× ?, app. 22, mm) are slightly different from those of the Mordaq specimen with regard to the relations between length and width. The Mordaq molar has a somewhat plumper aspect. The M_1 of *S. irtyshense* is morphologically different, and also larger (37×26 mm). The fact that such differences, albeit small ones, exist, together with the deplorable circumstance that so little material of these small and ancient types of *Samotherium* is known, constitute sufficient reason, in my opinion, to keep the form recovered at Mordaq provisionally apart. Its practically undoubted age, its relatively small size, and its morphological resemblance to the first form described by GODINA compel me to place it in the same species, from which I propose to keep it distinct by according it a different subspecifical name. In honour of its discoverer, an inhabitant of the village of Mordaq, I would like to name it *Samotherium mongoliense nowruzi* n. subsp., thereby relegating the Mongolian find provisionally to *S. mongoliense mongoliense*. The Mordaq material, all of it presumably belonging to a single individual specimen, and numbered 1973 XXI 70 up to and including -75, should be considered as the type specimen for the subspecies *nowruzi*. It forms part of the Bavarian State Collection for Paleontology and historical Geology in Munich.

With respect to the antelopine remains from the Mordaq locality a serious impediment to correct determination is constituted by the total lack of any fossil horncores. A lucky circumstance is provided by the fact that DE MECQUENEM has given a description of the dental elements of several species of the genus *Oioceros*, as he was in possession of complete skulls with horncores and teeth (1925, pp. 40—42, pl. VI, 2, 4, and VII, 2—8). The flatness of the general aspect of the internal (lingual) side of the lower teeth has been remarked upon in the description in the present paper. DE MECQUENEM has observed the existence of an anterior and a posterior "pli" on the internal side of the lower molars of *O. rothii*, while M_2 and M_3, according to this description, show an anterior fold to the first pillar ("lobe") as well, but no accessory tubercles in the external valleys. Comparison with the material from Mordaq with his description demonstrates convincingly, in my opinion, that the fossil antelope accompanying the remains of *S. mongoliense nowruzi* cannot be other than *Oioceros rothii* (WAGNER, 1860). Wagner, the describer of the species, definitely wrote the name as *Rothii* (op. cit., p. 154), not *Rothi* as is done by subsequent authors, while his paper was published in 1860, and not in 1857 as is erroneously mentioned by RODLER and WEITHOFER (1890, p. 768, footnote) and probably cited from these two authors by PILGRIM and HOPWOOD (1928, p. 24, also using the wrong specifical name *rothi* and giving the incorrect plate number, VI instead of VIII).

RODLER and WEITHOFER (op. cit., pp. 770—771, Pl. IV) very briefly described and figured some fossil teeth of different antelope species collected near Marāgheh.

As they did not know the correct combinations of the isolated horn-cores with the teeth, they refrained from specific determinations of the dental elements, giving only some tentative suggestions, amongst others also with respect to their species *O. atropatenes* (described by them as *Antidorcas atropatenes* from a number of horn-cores). The identification, thanks to more complete material, made by De Mecquenem (op. cit.) at a later date, shows beyond doubt that the mandibular fragment, figured by Rodler and Weithofer on their Plate IV, fig. 6, should be ascribed to this *O. atropatenes*. The describers state (p. 768, op. cit.) that their animal is markedly smaller than the species *rothii* (at that time only known from Pikermi, and not found by them near Marāgheh), apart from slight differences in form of the horn-cores which are immediately apparent to any observer. As was remarked by Schlosser (1904, p. 51), Gaillard has shown the inaccuracy of the ascription of the species *rothii* Wagner, 1860, and *atropatenes* Rodler et Weithofer, 1890, to the genus *Antidorcas*. To correct this the generic name *Oioceros* was instituted by Gaillard in 1901. For the insufficient reason that he considered the figure of *O. rothii* given in Wagner's description to be very bad in quality, Schlosser (loc. cit.) altered the specifical name in *rothi*, a procedure which is of course invalid. A third specifical name, *proaries*, was given by Schlosser to a number of finds (a hornless skull, some bones of the extremities, and some teeth) of an *Oioceros* from Samos. The very detailed description (op. cit., pp. 73 = [53] — 76 = [56]) and the figures indeed demonstrate the existence of some differences between *proaries* and *rothii* (e. g. the greater length of the upper and lower premolars), although the general size is almost identical. Again it is stated that *atropatenes* from Marāgheh is a smaller animal (op. cit, p. 74 = [54]). Pilgrim and Hopwood (op. cit., pp. 25—26) suggest that another species, *wegneri*, described by Andree (1926) from a male skull found in Samos, may very well be synonymous with Schlosser's *proaries*, this being a female skull. In view of the general agreement in size, the many points of resemblance, while the mainly dentitional morphological differences are all of a secondary nature only, I would like to suggest here that the Pikermi and Marāgheh species *Oioceros rothii* (Wagner, 1860) and the Samos species *Oioceros proaries* Schlosser, 1904 (probably incorporating *O. wegneri*, Andree, 1926) are, in reality, a single species with only minor, perhaps subspecifical, differences. It seems highly unlikely, from a biological point of view, that one or two separate species of *Oioceros* should have existed at one locality only, right within the range of another *Oioceros* of the same size and almost the same morphological type; of course, when it is assumed that there exists stratigraphical contemporaneity. Future additional data and material may perhaps furnish proof for this supposition.

It is an undeniable fact that the second species of *Oioceros* from Marāgheh, *O. atropatenes*, is smaller than *O. rothii*. Both its dental elements, and its overall size, measure significantly less. The remark made by Pilgrim and Hopwood (op. cit., p. 25) about their specimen of *O. rothii* from Pikermi being smaller than "*Oioceros atropatenes* (Rodler)" is therefore incomprehensible. So is their statement that the horn-cores in question are, on the other hand, "considerably larger than those on the frontlet from Maragha figured by De Mecquenem (1925, pl. VII, fig. 4) and referred by him to this species" (e. g., *rothii*). The indicated specimen figured by De Mecquenem (at half its natural size, while other

specimens on the same plate are figured natural size) has almost the identical size, and shows the identical morphology, as WAGNER's type specimen.

Summing up, three different species of the genus *Oioceros* appear to have existed in the region around Marāgheh: *O. rothii rothii* (WAGNER, 1860), the largest form, identical with that known from Pikermi and perhaps only differing subspecifically from the equally large form found in Samos; *O. atropatenes* (RODLER et WEITHOFER, 1890), of medium size; and *O. boulei* DE MECQUENEM, 1925, the smallest of the three. The first and largest form occurs only in the two lower fossiliferous levels of the area of our 1973 research: at Mordaq and at Aliābād (see text-fig. 1). The other two species occur in the upper three levels of fig. 1, *Oioceros boulei* becoming rather common at the Turolian localities K2 and K1.

Acknowledgements

The exploratory voyage to Iran in 1973, during which the fossils described in the present paper were collected, became possible thanks to the financial support received from the Scientific Affairs Division of the North Atlantic Treaty Organization at Brussels (Grant no. 661). My profound thanks are due to the Authorities of this Division. I am equally thankful to H. E. Mr. FIROUZ BAQUERZADEH, Counsellor to the Minister of Culture and Arts in Iran, for according me formal permission to investigate the region around Marāgheh. The same persons mentioned in my previous paper (on a new form of *Decennatherium* from the locality Aliābād) for their help, assistance, hospitality etc. should again consider themselves most gratefully thanked by me for all their efforts towards a successful conclusion of the work done around Marāgheh.

Finally, my thanks are due to the official artist of the Zoological Laboratory of Utrecht University, Mr. H. VAN KOOTEN, and his staff, for preparing some of the illustrations accompanying this paper; and to the several Preparators of the Institute of Paleontology and historical Geology of Munich University, who gave so much of their time and skill towards the preparation and conservation of the collected fossils.

References

ANDREE, J.: Neue Cavicornier aus dem Pliocän von Samos. — Palaeontographica, **67**, 6, 135—175, 7 pls., 4 figs., 6 tabs., Stuttgart 1926.

BOHLIN, B.: Die Familie Giraffidae. — Pal. Sinica, Ser. C, **4**, 1, 178 pp., 12 pls., 254 textfigs., Peking 1927.

BOSSCHA ERDBRINK, D. P., PRIEM, H. N. A., HEBEDA, E. H., CUP, C., DANKERS, P. and CLOETINGH, S. A. P. L.: The bone bearing beds near Marāgheh in N. W. Iran. I & II. — Kon. Ned. v. Wet. Amsterdam, Ser. B, 85—113, 5 figs., 3 tabs., 2 pls., 1976.

BOSSCHA ERDBRINK, D. P.: A Collection of Mammalian Fossils from S. E. Shansi, China. V. Family Giraffidae. — (In press) Publ. Natuurhist. Genootsch. Limburg, 1976; 1 tab., 1 pl.

GAILLARD, CL.: Le Bélier de Mendès. — Bull. d. l. Soc. d'Anthrop. de Lyon, 1901, **XX**, 69—103, 8 figs., Lyon 1902.

GODINA, A. YA.: (New discovery of a fossil giraffe of the genus *Samotherium*) (In Russian, w. French résumé). — Vertebrata Palasiatica, **III**, 2, 97—103, 1 fig., 1 tab., Peking, June 1959.

GODINA, A. YA.: (A new species of *Samotherium* from Kazakhstan) (In Russian). — Paleontol. Zhurn., **1**, 131—139, 3 figs., 5 tabs., 1962.

Hooijer, D. A. and Maglio, V. J.: Hipparions from the Late Miocene and Pliocene of Northwestern Kenya. — Zool. Verhandelingen, **134**, 34 pp., 8 pls, 2 figs., 11 tabs., Leiden, 24 Okt. 1974.

Hooijer, D. A.: Miocene to Pleistocene Hipparions of Kenya, Tanzania and Ethiopia. — Zool. Verhandelingen, **142**, 80 pp., 10 pls., 1 fig., 17 tabs., Leiden, 29 Okt. 1975.

Mecquenem, R. de: Contribution à l'étude des fossiles de Maragha. — Ann. Paléont., **14**, fasc. 1, 1—35, 5 pls., 6 figs., Paris 1925.

Pilgrim, G. E. and Hopwood, A. T.: Catalogue of the Pontian Bovidae of Europe in the Department of Geology. — British Museum (Natural History), 106 + VII pp., 9 pls., 3 figs., London 1928.

Rodler, A. und Weithofer, K. A.: Die Wiederkäuer der Fauna von Maragha. — Denkschr. kais. Akad. Wiss., math. nat. Cl., **II**, 57, 753—772, Wien 1890.

Schlosser, M.: Die fossilen Cavicornia von Samos. — Beitr. Pal. Geol. Österr.—Ungarns u. d. Orients., Mitt. geol. pal. Inst. Univ. Wien, **XVII**, H. II, 21—118 (= [1—98]), 10 pls., 16 textfigs., Wien & Leipzig 1904.

Van Couvering, J. A. and Miller, J. A.: Late Miocene Marine and Non-Marine Time Scale in Europe, — Nature, **230**, 559—563, London 1971.

Wagner, A.: Neue Beiträge zur Kenntniss der fossilen Säugthier-Ueberreste von Pikermi. — Abh. math.-phys. Cl. K. Bayer. Akad. Wiss., **8** (= Denkschr. Bd. **XXXI**), 111—158, 7 pls., München 1860.

Plate 2

a. Horn of *Samotherium mongoliense nowruzi* n. subsp., 1973 XXI 70. The knobby outgrowth along the posterior (?) keel is seen at the left side.

b — f. *Oioceros rothii rothii* (Wagner, 1860):

b. Mandib. sin., 1973 XXI 88, buccal (above) and occlusal (below) aspects.

c. M_3 sin., 1973 XXI 90, buccal (above) and occlusal (below) aspects.

d. Fragment of mandib. sin. with M_2 and M_3, 1973 XXI 89, buccal (above) and occlusal (below) aspects.

e. Isolated P^3 or P^2 sin., 1973 XXI 93, buccal (above) and occlusal (below) aspects.

f. Isolated M^3 dext., 1973 XXI 92, buccal (above) and occlusal (below) aspects.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 16 | 53—64 | München, 25. 10. 1976

Die Entwicklung der Lemminge der zentralen und östlichen Paläarktis im Pleistozän

Von Alexander Agadjanian[1])

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung

Fünf Fundstellen in der UdSSR belegen die Entwicklung der Dicrostonychini, Lemmini und Lagurini während des Mindel, Riß I, Riß II und Würm. Bei den Dicrostonychini lassen 4 einander ablösende Morphotypen eine zunehmende Komplizierung des Kronenbaues von M_1, M^1—M^3 erkennen. *Lemmus* dagegen verhält sich im Zahnbau konservativ. Auch die Lagurini zeigen eine rasche Folge verschiedener Morphotypen (M_1 und M^3), die hier nur kurz berührt wird. Ökologische Ursachen für die verschiedene Evolutionsgeschwindigkeit werden diskutiert.

Summary

Dicrostonychini, Lemmini and Lagurini from five sites in the USSR show the evolution of these tribes during the Mindel, Riß I, Riß II and Würm ages. Four morphotypes replacing one another exhibit an increasing complication of the crown pattern of M_1, M^1—M^3 in the Dicrostonychini. On the contrary the teeth of *Lemmus* rest conservative. The quick sequence of different morphotypes in the Lagurini (M_1 and M^3) is only mentioned shortly here. Ecological reasons for the different evolutionary rates are discussed.

Inhalt

1. Einleitung 54
2. Die Lemmingfaunen auf dem Gebiet der Sowjetunion 54
3. Die Evolution der einzelnen Vertreter der Lemmingfaunen im Pleistozän . . . 59
3.1 Die Entwicklung der Dicrostonychini 59
3.2 Die Entwicklung des Tribus Lemmini 62
3.3 Die Entwicklung des Tribus Lagurini 63
4. Folgerungen 63

[1]) Dr. A. Agadjanian, Staatliche Universität, Moskau; z. Zt. Stipendiat des DAAD am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

1. Einleitung

Die Interpretation der Ökologie fossiler Nagetiere ist nicht immer zuverlässig und je älter, desto unzuverlässiger sind unsere Vorstellungen über die ökologischen Bedürfnisse dieser Tiere. Die Rekonstruktion von Klimazonen (Chaline, 1972 u. a.) auf Grund der Faunenspektren ist daher nicht in jedem Fall genau. Eine bessere Deutung von Fundstellen und ihrer Fauna ergibt sich wohl durch die kombinierte Anwendung verschiedener Methoden. Neben der säugetierpaläontologischen müssen paläobotanische, geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt werden. Auch die absolute Alterbestimmung kann wertvolle Beiträge leisten. Auf dem Gebiet der Sowjetunion liegen praktisch alle untersuchten Fundorte nicht in Karsthöhlen, sondern in Flußterrassen, Seeschichten, Fossilböden und Lössen. Das erlaubt uns, jede Fundstelle einer bestimmten Bildungsetappe der geomorphologischen Strukturen zuzuordnen. Das ergibt die Möglichkeit, die Entwicklungsgeschichte der Fauna mit der Geschichte der Sedimentation zu korrelieren, was eine große Bedeutung sowohl für die Stratigraphie der Ablagerungen, als auch für das Verstehen der Hauptetappen bei der Entwicklung der Säugetiere hat. Das weiter unten dargestellte Material über die Lemmingfaunen in der zweiten Hälfte des Pleistozäns ist zum großen Teil durch Mitarbeiter des Lehrstuhles für Paläogeographie der Moskauer Staatlichen Universität unter Leiter des Mitgliedes der Akademie Prof. K. K. Markov gewonnen worden.

2. Die Lemmingfaunen auf dem Gebiet der Sowjetunion

Die älteste Lemmingfauna der östlichen Paläarktik wurde in der Niederung von Kolyma gefunden (Sher, 1967, 1971). Hier ist aus den Ablagerungen der Oljor-Folge eine reiche Fauna von Säugetieren bekannt. Ihr charakteristischster Vertreter ist das Pferd der Untergattung *Plesippus*, ähnlich *Equus süssenbornensis*, allgemein häufig ist der Moschusochse der Gattung *Praeovibos*, typisch auch der breitstirnige Elch (*Alces latifrons*-Gruppe). Interessant ist der Fund von *Soergelia*, deren Areal sich nach der heutigen Kenntnis von Europa über Westsibirien bis nach Chukotka erstreckt. Der Elefant, der in dieser Schicht gefunden wurde, gehört zu der *Mammuthus trogontherium-wüsti*-Gruppe. In den Ablagerungen der Oljor-Folge wurden auch zahlreiche Reste von Kleinsäugetieren gefunden. Zu den letzteren gehören Lemminge, die durch die Gruppen Lemmini und Dicrostonychini vertreten sind. Der Vertreter der Gattung *Lemmus* unterscheidet sich sehr geringfügig von der jetzigen *Lemmus obensis*-Gruppe. Der Huflemming (Halsbandlemming) dagegen hat eine sehr primitive Zahnstruktur, die es ermöglicht, ihn der Gattung *Praedicrostonyx* zuzuteilen. Die Wühlmäuse sind durch zahnwurzellose Formen vertreten. Eine davon erinnert an die europäische Gattung *Allophaiomys*. Außerdem wurde ein typischer Vertreter der europäischen Mindel-Zeit gefunden, nämlich der Biber *Trogontherium cuvieri* Fischer.

Eine große Anzahl von Makroresten, Pollen und Sporen der Pflanzen der Oljor-Folge weist auf einen Bewuchs hin, der sich vom heutigen wenig unterscheidet. Von 60 Pflanzenarten sind nur einige Arten von *Potamogeton* und *Ceratophyllum* in der Arktik unbekannt (Sher, 1971). Nach Holzresten wurde die Lärche, die Weide und die Birke bestimmt. Diese Tatsache und eine Reihe anderer Fakten bezeugen,

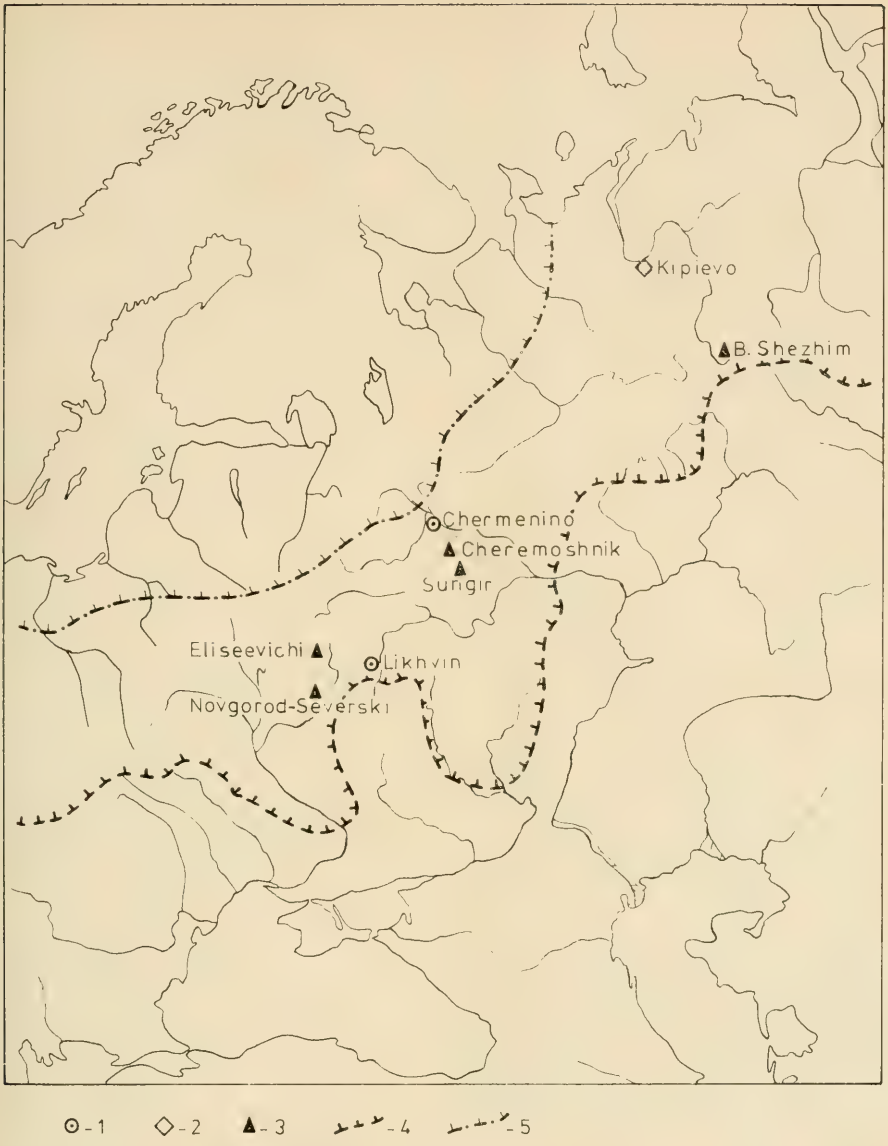


Abb. 1: Die wichtigsten Fundstellen der Lemmingfauna in der Russischen Ebene. — 1. Fundstellen des Riß I, 2. Fundstellen des Riß II, 3. Fundstellen des Würm, 4. Weitester Vorstoß des Eises der Riß I — Eiszeit, 5. Weitester Vorstoß des Eises der Würm-Eiszeit.

daß schon die älteste, bisher bekannte Lemmingfauna der Paläarktis unter Umweltbedingungen existierte, die der jetzigen Tundra nahestehen. Ihr Alter gehört zur Mindel-Zeit.

Lemmingfaunen aus der ersten Hälfte des mittleren Pleistozäns (Riß I) sind von drei Punkten auf dem Gebiet der Sowjetunion bekannt (Abb. 1). Die reichste Fundstelle befindet sich in den Schichten des Stratotyp-Profils der Likhvin-Zeit an der Oka nahe der Stadt Chekalin im Gebiet von Tula. Die Knochen der Kleinsäugetiere befinden sich hier direkt in den fluvioglazialen Ablagerungen unter der Moräne des Riß I (Abb. 2). Im ganzen hat man mehr als 530 Zähne gesammelt, 85% davon gehören Lemmingen an. Der *Lemmus* unterscheidet sich geringfügig von dem heutigen *Lemmus sibiricus*. Der Huflemming ist durch *Dicrostonyx simplicior* Fejfar vertreten. Er wurde von Fejfar als zum Mindel gehörig aus Höhlenfaunen der Tschechoslowakei beschrieben. Ein entsprechender Huflemming wurde von Heller aus der oberen Mittelterrasse des Rheins gefunden (Fejfar, 1966; Heller, Brunnacker, 1966).

Außer den Lemmingen gibt es in der Zusammensetzung der Fauna unter der Moräne bei der Stadt Chekalin gewöhnlich Wühlmäuse der Gattung *Microtus: M. oeconomus* und *M. (Stenocranius) gregalis*. Manchmal trifft man den Pfeifhasen, den Ziesel und den Steppenlemming, *Lagurus*. Waldarten sind nicht vertreten.

In den Ablagerungen mit Knochenresten ist das Vorhandensein von unbeständigen Mineralien charakteristisch. Im Spektrum der Pollen und der Sporen dominieren Moose, Flechten, Moosgras (z. B. Wollgras, *Eriophorum*), *Carex*, Gramineen und andere. Auch die Zwergbirke (*Betula* sec. *Nana*) und die Weide kommen vor. Ein typischer Vertreter der arktischen Flora — *Sellaginella sibirica* wurde entdeckt. Nach der Thermolumineszenzmethode wurde das Alter der Ablagerungen auf ein Intervall von 250 000—300 000 Jahre festgelegt. Der ganze Datenkomplex bezeugt, daß auf dem Gebiet des Zentralen Teils der Russischen Ebene in der ersten Hälfte des mittleren Pleistozän (Riß I) eine besondere Landschaft mit Tundragewächsen existierte, in der die weitere Evolution der Lemmingfauna stattfand. Analoge Daten erhielt man durch die Resultate bei der Erforschung des Profils von Chermenino im Gebiet von Jaroslavl und des Profils von Mamontova gora am Aldan-Fluß im Zentralen Jakutien (Agadjanian, Boiarskaia, 1968; Agadjanian, 1973).

In letzter Zeit hat man zahlreiche Daten über Lemmingfaunen der zweiten Hälfte des mittleren Pleistozäns gesammelt. Das Material wurde von Guslizer im Tal der Pechora gefunden (Abb. 1). Dabei fand man Knochenmaterial in zwei Schichten. Die eine liegt unter einer Moräne des Riß II, die andere darüber. In beiden Fällen herrschen in der Zusammensetzung der Fauna Lemminge der Art *Lemmus* cf. *sibiricus* Kerr. und *Dicrostonyx* vor. Der letztere nimmt nach der Bezahnung eine Zwischenstellung zwischen dem altrissischen *Dicrostonyx simplicior* Fejfar und dem würmischen *Dicrostonyx henseli* Hinton ein (Agadjanian, Isaichev, 1975).

Die Fundstellen der Lemmingfaunen des Jungpleistozän sind zahlreich und auf dem Gebiet der Sowjetunion und besonders der Russischen Ebene gut erforscht. Ein großer Teil davon wird den Siedlungen des paläolithischen Menschen zugeschrieben. Eine genaue Beschreibung dieses Materials wurde von Pidoplichko gegeben. In neuerer Zeit entdeckte man eine ganze Reihe von Fundstellen dieser Fauna in den Terrassenablagerungen im Becken des Sees Nero im Gebiet von Jaroslavl (Agad-

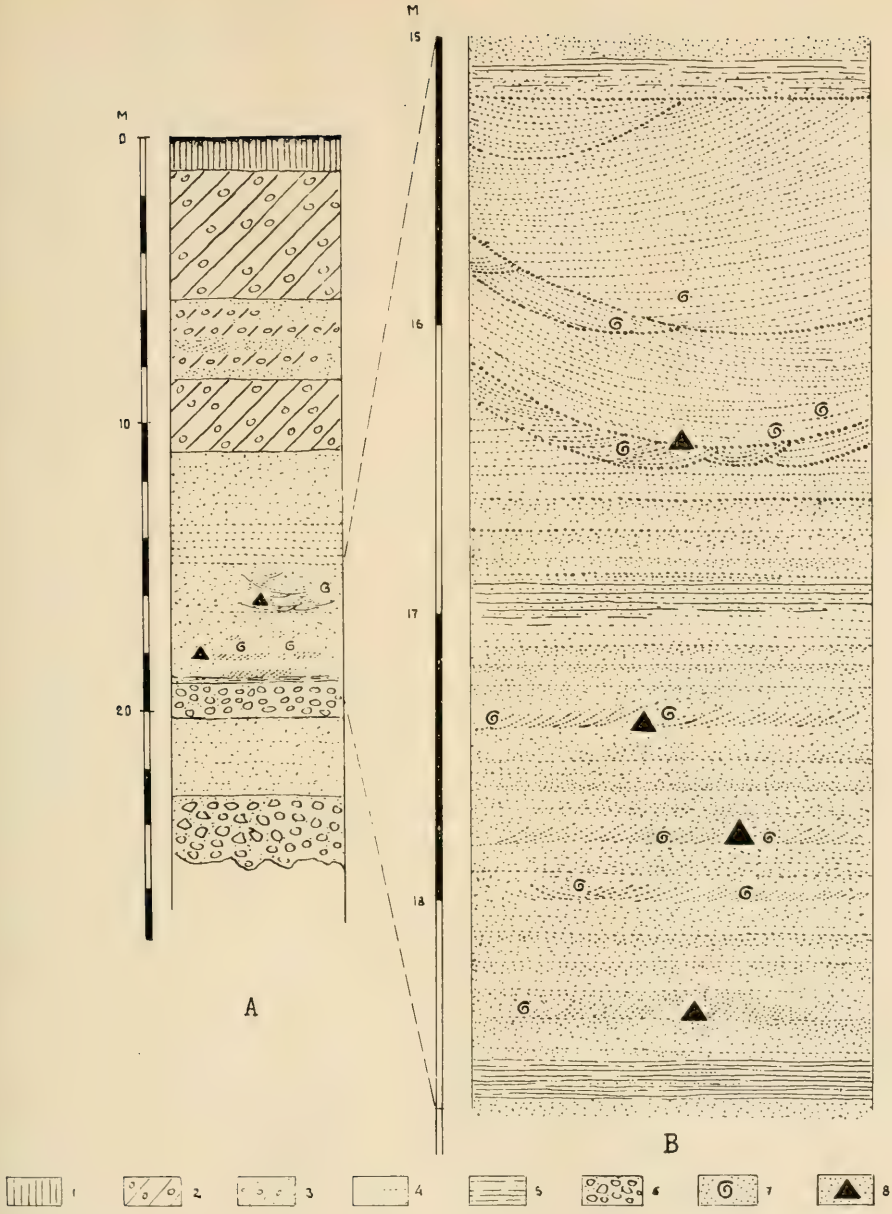


Abb. 2: Das Profil von Likhvin (südlicher Teil). A. Gesamtprofil, B. die knochenführenden Schichten. — 1. Lößlehm, 2. Moränen des Dnepr- (= Riß) Stadiums, 3. Sande und Lehme innerhalb der Moräne, 4. Sande, 5. horizontal geschichtete Schluffsande, 6. Schotter, 7. Molluskenschalen, 8. Knochen von Kleinsäugern der Tundra.

JANIAN, 1972, 1973). Hier gibt es knochenhaltige fluvioglaziale Sande und Lehmböden des Würm. Sie sind auf typischen Torfböden der Mikulino (= Eem)-Zeit abgelagert, deren Sporen- und Pollenspektrum gut erforscht ist (MOSKVITIN, 1967, GORLOVA, 1968). Beurteilt man die Sporen- und Pollendiagramme der höhergelegenen knochenhaltigen Schichten, so herrschten Moose, Flechten, verschiedene Arten von *Carex,* Gramineen, *Ephedra* und andere vor. Gewöhnlich waren die Zwergbirke, die Weide und die Erle vertreten. Die gesammelte Menge der Knochenreste betrug ungefähr 300 Exemplare. Mehr als die Hälfte davon besteht aus Zähnen des Huflemmings, *Dicrostonyx henseli* HINT. In der Fauna findet man auch *Lemmus cf. sibiricus* KERR., *Microtus (Stenocranius) gregalis* PALL., *Lagurus sp., Citellus sp.* und andere. Diese Fakten bezeugen das Vorhandensein von Tundra-Steppen-Biozänosen im Gebiet von Jaroslavl im Jungpleistozän.

In neuerer Zeit gibt es, wie man weiß, ausführliche Literatur über die Lemmingfaunen des Spätpleistozäns. Erinnern wir an die Arbeiten von NEHRING, HINTON, HELLER, ZHUKOV, PIDOPLICHKO, JANOSSY, KOWALSKI und andere. Heute vervollständigen sich diese Arbeiten durch die Erkenntnisse von vielen sowjetischen Paläontologen (VANGENGEIM, 1961, SHER, 1971, u. a.). Alle diese Daten geben einen Überblick über Tundrasteppenzonen des Jungpleistozäns und bestimmen ihre Grenzen. In diesem Areal kann man einige Bezirke aus dem riesigen Gebiet der Paläarktis von Großbritannien bis Chukotka herausnehmen. Es ergibt sich die Möglichkeit ihre Struktur herauszustellen, die Unterschiede zwischen den nördlichen und den südlichen Teilen der Tundrasteppen zu zeigen, was uns ermöglicht den Verlauf ihrer Bildung zu verstehen.

Die Lebensbedingungen der heutigen Lemmingfauna sind gut bekannt. Viele skandinavische, sowjetische, amerikanische und kanadische Wissenschaftler haben darüber Arbeiten abgefaßt. Es ist daher lediglich nötig auf einem wichtigen Punkt zu verweilen, der sofort ins Auge fällt, wenn man sich mit den Biozänosen der jetzigen Tundra beschäftigt: ihre typischen Bewohner sind stenobiont und stenophag. *Lemmus* zum Beispiel, bewohnt immer die Niederungen und feuchten, von Moos bedeckten Teile des Reliefs. Seine Hauptnahrung besteht aus Moos und Flechten *Dicrostonyx* dagegen bewohnt die erhöhten von Büschen bewachsenen Flächen. Seine Hauptnahrung besteht aus Zweigen und Wurzeln der Zwergweide. Der Ziesel — *Urocitellus parri* — wird hauptsächlich auf den Terrassenhängen und Flußbänken angetroffen. Hier trägt die Wasser- und Winderosion ständig die moosbewachsene Oberfläche ab. Es treten Sand und Gerölle hervor, darauf setzen sich Gramineen und andere Steppengräser fest. Beim Wegbleiben einer ständigen Erosion werden die Gräser von Moos und Flechten verdrängt, was das Leben für einen Ziesel unmöglich macht. Die Grundnahrung des Ziesels sind die grünen Teile, Samen und Zwiebelchen der Gramineen. *Microtus oeconomus* bewohnt hauptsächlich die Flächen mit Wollgrasbewuchs. Die aufgeführten Fakten beweisen, daß, obwohl typische praktisch verschiedene Nager in einer einzigen Biozönose der Tundra leben, sie doch verschiedene, streng abgegrenzte ökologische Nischen bewohnen. Das letztere spiegelt offensichtlich die Geschichte der Entstehungen der Tundrabiozönose im Ganzen wieder. Zahlreiche Publikationen sowjetischer und amerikanischer Fachleute, ebenso wie persönliche Beobachtungen des Autors in Jakutien und auf Chukotka zeigen, daß für die nördlichen Gebiete der Paläarktis und Alaskas die Zusammenstellung von Tundra- und Steppenbiotopen sehr charakteristisch ist. Das erlaubt die Schlußfolgerung, daß im Holzän bei Wiederherstellung der Waldzone

die Tundrasteppe nicht völlig verschwunden ist. Wie ein Relikt hat sie sich auf einigen Gebieten des östlichen Sibiriens und auf Alaska erhalten.

Die vorangegangenen Tatsachen führen zu folgenden Schlußfolgerungen:

Die Biozönosen der Tundra haben mindestens Prämindel-Alter.

Die Grenzen und Flächen der Tundra und Tundrasteppe wechselten oft im Verlauf des Quartärs.

Auf dem Höhepunkt ihrer „Transgression" vereinigte sich die Tundra mit der Steppe und bildete dabei einen Komplex der Tundrensteppe.

Die Entwicklungsgeschichte der Tundrabiozönosen ist sehr schwierig infolge der vielen Umschichtungen in Zeit und Raum.

3. Die Evolution der einzelnen Vertreter der Lemmingfaunen im Pleistozän

3.1 Die Entwicklung der Dicrostonychini

Das interessanteste Material gibt es zur Evolution des Huflemmings. Die Untersuchung der Bezahnung der heutigen und fossilen Lemminge gestattet es, einige Etappen der Entwicklung dieser Gruppe auszusondern (Abb. 3, 4).

Der älteste ist *Praedicrostonyx hopkinsi,* den man aus Ablagerungen des Cape-Deceit aus Alaska kennt. Erinnern wir uns, daß hier zusammen mit den Resten des Lemmings Zähne von *Pliomys* gefunden wurden (Guthrie, Matthew, 1971). Die Zähne des genannten Lemmings haben einen sehr einfachen Bau. Die oberen Molaren von *Praedicrostonyx hopkinsi* unterscheiden sich praktisch nicht von den Zähnen der archaischen Wühlmäuse *Microtus.* Der Zahnapparat im Ganzen hat noch nicht die spezifischen Zeichen der Gattung *Dicrostonyx.* Das Alter dieses Lemmings entspricht wahrscheinlich dem Alt-Mindel.

Etwas weiter entwickelt sehen die Zähne aus dem oberen Teil der Ablagerungen der Oljor-Folge aus. Die oberen Zähne M^1 und M^2 entwickeln in ihrem hinteren Teil kleine Vorsprünge, die sich bei den jüngeren Vertretern der Gattung in zusätzliche Prismen umwandeln. Diese Gattung existierte im Mindel (Abb. 3; 4).

Die Alt-Dnepr'sche Etappe (Riß I) der Entwicklung ist kenntlich durch Lemminge der *Dicrostonyx simplicior*-Gruppe. Das charakteristischste Zeichen für die Zähne dieses Lemmings ist der Bau von M^1 und M^2. Diese Zähne sind übrigens, genau wie die anderen, den Zähnen des *Dicrostonyx hudsonius* sehr ähnlich. Einen analogen Bau haben die Zähne aus den Ablagerungen der Höhle C 718 in der Tschechoslowakei, aus der oberen Mittelterrasse des Rheins, aus fluvioglazialen Ablagerungen der Russischen Ebene an der Oka und Wolga, aus Ablagerungen der Mamontova gora in Jakutien.

Man kann annehmen, daß *Dicrostonyx simplicior* Fejfar in der Zeit des Alt-Riß die ganze Tundra-Zone von Europa über Sibirien und Alaska bis zur Atlantikküste von Nordamerika bewohnte. Heute hat er sich nur als Relikt — *Dicrostonyx hudsonius* — auf der Halbinsel von Labrador erhalten. Irgendwelche Abweichungen im Bau der Zähne M^1 und M^2 kann man an Hand des vorhandenen Materials nicht erkennen. An den übrigen Zähnen kann man nur geringe Abweichungen im Bau der Emailleschlingen feststellen. Dabei lassen sich neben den einfachsten, nämlich den archaischen, auch progressivere Morphotypen feststellen.

Die Etappe, die der Epoche Riß II entspricht, ist charakterisiert durch das erste

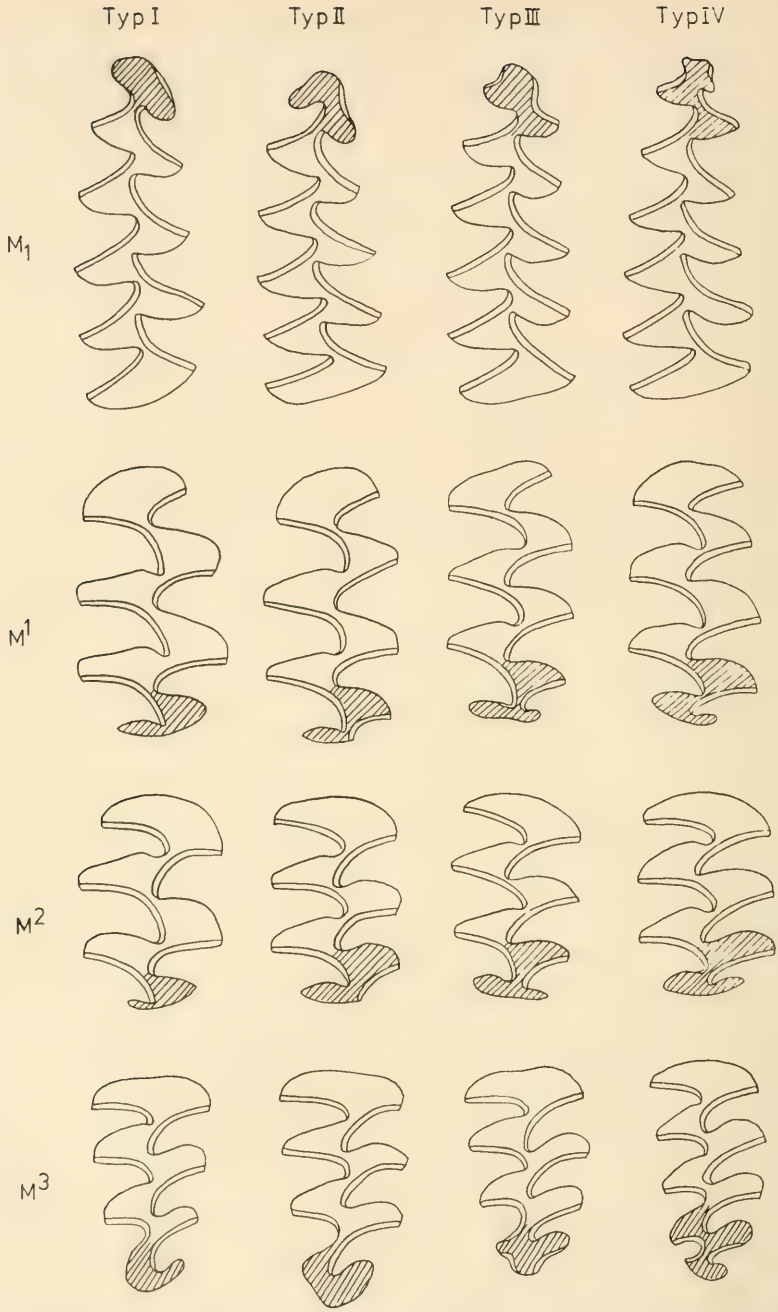


Abb. 3: Die wichtigsten Zahnmorphotypen von *Dicrostonyx* in der zweiten Hälfte des Pleistozäns.

Auftreten von M^1 und M^2 des Morphotyps, der *Dicrostonyx henseli* entspricht. Es ist wahr, daß es im unteren knochenhaltigen Teil des Profils von Kipievo an der Pechora erst 10—15 % davon gibt. Jedoch in den oberen knochenhaltigen Schichten dieses Profils, das dem Ende der Epoche Riß II entspricht, herrscht dieser Morphotyp schon vor — 75 %. In den bezeichneten Ablagerungen taucht ein neuer Morphotyp von M^1 und M^2 auf, der später für *Dicrostonyx torquatus* charakteristisch ist, aber hier erst in kleineren Mengen von 10—20 % zu finden ist. Ein ähnliches Bild bieten auch die anderen Zähne.

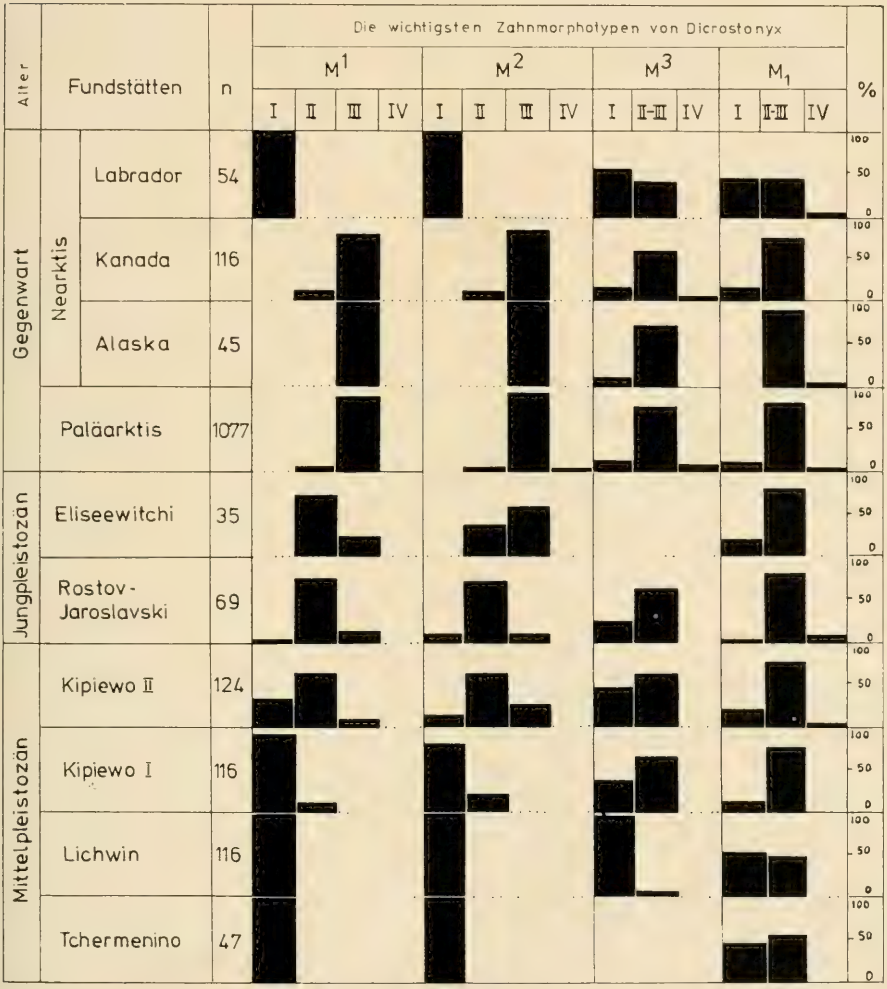


Abb. 4: Die Mengenverhältnisse der Morphotypen verschiedener Zähne von *Dicrostonyx* in der zweiten Hälfte des Pleistozäns.

In den Ablagerungen des Jung-Pleistozäns herrscht der Typ des *Dicrostonyx henseli* Hinton vor. Er unterscheidet sich sehr wenig von den typischen Zähnen von *Dicrostonyx torquatus*, hat aber noch keinen gut ausgebildeten inneren Vorsprung des zusätzlichen Prismas. Durch zahlreiches Material aus den Terrassenablagerungen und paläolithischen Siedlungen kann man verfolgen, wie sich die Menge dieses Morphotyps von 75 % von Anfang der Würm auf 30 % am Ende reduziert. Es findet eine Vermehrung der fortschrittlichen Morphotypen auch unter anderen Zähnen statt (Abb. 3; 4).

Die jetzigen Populationen des *Dicrostonyx torquatus* zeichnen sich durch eine absolute Vorherrschaft (80—90 %) des Morphotyps von M^1 und M^2 aus, der in der frühen Würmzeit nicht mehr als 15 % darstellte. Außerdem taucht eine völlig neue, sehr komplizierte Variante des Zahnbaus auf, der man früher überhaupt nicht begegnet. Eine Ausnahme stellt *Dicrostonyx hudsonius* dar, der einen Zahnbau ähnlich dem *Dicrostonyx simplicior* hat. Unterschiede im Bau der Zähne von *D. torquatus* im übrigen Teil von Kanada, Alaska und der Paläarktis kann man an Hand unseres Materials nicht feststellen. Bedauerlicherweise ist dieses Bild, das auf den ersten Blick so einfach aussieht, bedeutend komplizierter, wie die neuesten karyologischen Forschungen zeigen. Innerhalb des amerikanischen Lebensraums des Huflemmings, mit Ausnahme von Labrador, werden 6 Gebiete abgegrenzt, deren Populationen verschiedene Chromosomenzahlen haben (Rausch, Rausch 1969). Die ersten Daten aus der UdSSR stellen auch einen Unterschied in der Zusammensetzung der Chromosomen in verschiedenen Populationen fest. Bedauerlicherweise fängt die Inventur des Karyotyps von *Dicrostonyx* auf dem Gebiet der Paläarktik gerade erst an. Bisher kennt man noch nicht den Karyotyp des *Dicrostonoyx hudsonius*. Die Forschungen in den nächsten Jahren werden offensichtlich viel neues in unsere Vorstellungen über die Systematik dieser Gruppe bringen. Jedoch kann man schon an Hand dieser Daten annehmen, daß in der jetzigen Zeit die Gruppe der Dicrostonychini eine intensive Radiation erfährt. Das aufgeführte Material bezeugt eine große Evolutionsgeschwindigkeit des Huflemming im Quartär.

3.2 Die Entwicklung des Tribus Lemmini

Wahrscheinlich gehört zu den ältesten Vertretern des Tribus Lemmini *Synaptomys*, der von Zazhigin in den mittelpliozänen Ablagerungen von Transbaikalien gefunden wurde. Dieses Material gestattet die Annahme, daß als Entstehungszentrum der Lemming-Gruppe der Asiatische Kontinent zu betrachten ist. Jedoch kann man bis heute die Lücke zwischen dem ältesten *Synaptomys* und dem ersten *Lemmus*, die fast gleichzeitig in verschiedenen Mindel-Faunen der Paläarktis erscheinen, nicht füllen. Dabei ist der Bau ihrer Zähne von erstaunlicher Stabilität. Nach unseren Untersuchungen unterscheiden sich die Zähne des Mindel-*Lemmus* praktisch nicht von den Zähnen des jetzigen *Lemmus sibiricus* Kerr. Die Vertreter der verschiedenen Gattungen von *Lemmus* und *Myopus* unterscheiden sich nur statistisch in den Proportionen des M^3. Das alles beweist wie konservativ die Bezahnung der Vertreter des Tribus Lemmini ist. Karyologische Forschungen können keinen Unterschied zwischen den verschiedenen Populationen von *Lemmus* nachweisen. Nur die Vertreter verschiedener Gattungen des Tribus *Lemmini* haben verschiedene Chromosomenzusammensetzungen.

3.3 Die Entwicklung des Tribus Lagurini

Sehr beständige Vertreter der Lemmingfaunen vom Altpleistozän (Tiraspol-Elster) an sind die Lagurini. Zu unserer Verfügung haben wir umfassendes Material über die Evolution der Linien der Lagurini im Quartär. Dieses Material gestattet bis zu 9 Morphotypen von M_1 und M^3 auszusondern, die im Verlauf der Geschichte des Tribus entstanden. Ihre mengenmäßige Verteilung und der Vergleich der Populationen aus verschiedenen geologischen Epochen erlaubt die Feststellung mit welcher Geschwindigkeit ein vorherrschender Morphotyp durch einen anderen abgelöst wird. Ebenso wie im Fall des Huflemmings, entsteht die Möglichkeit die Evolutionsrichtung der Bezahnung der Lagurini und ihre Geschwindigkeit zu bestimmen. Während der Zeit des Pliozäns-Pleistozäns fand in der Geschichte des Tribus zwei- oder dreimal eine Umschichtung der Gattungen, und 6- bis 7mal eine Umschichtung der Arten statt.

4. Folgerungen

Die Daten dieser Mitteilungen gestatten die Äußerung einer Reihe von Vorstellungen.

1. Im Verlauf des Quartärs war die Evolutionsgeschwindigkeit in der Linie Dicrostonychini groß und auf die Komplizierung der Zahnstruktur gerichtet. Die Ablösung einer Evolutionsstufe durch eine andere ging langsam durch eine zahlenmäßige Verschiebung der Morphotypen vonstatten. Die Entwicklung des Zahnsystems der Lemmini ging im Gegensatz dazu sehr langsam voran. Eine wesentliche Komplizierung im Aufbau der Zähne kann man im Quartär nicht nachweisen.

2. Die genannten Nagetiere haben etwa gleiche Geschwindigkeiten in der Generationsablösung und folglich muß die Wahrscheinlichkeit der Erscheinung von Spontanmutationen bei ihnen ungefähr gleich groß sein. Wenn man annimmt, daß eben diese Mutationen das Material für die natürliche Auslese stellen, dann lassen sich Feststellung 1 und 2 nur schwer in Einklang bringen. Es scheint unmöglich im gegebenen Fall den Evolutionsprozeß nur durch autogene Ursachen klären zu können.

3. Bei einer generalisierten Betrachtung der Umweltbedingungen ist es jedoch ebenso unmöglich zu verstehen: warum verschiedene Arten verschiedene Evolutionsgeschwindigkeiten unter den Bedingungen einer Biozönose haben. Hier ist es angebracht an die strenge Abgrenzung der ökologischen Nischen zu erinnern. Es kann sein, daß der Konservatismus des Tribus Lemmini mit der Stabilität der Grundbedingungen der Moos-Tundren verbunden ist. Die schnelle Evolution der Dicrostonychini kann man mit den zahlreichen Umschichtungen, die die erhöhten Teile der Tundren und Tundrasteppen im Verlauf ihrer Geschichte erfuhren, erklären.

Agadjanian, A. K., 1972: Lemmingenfaunen des Mittel- und Jungpleistozäns (russ.). — Bull. komis. izuch. chetver. perioda, **2**, Moskau.

Agadjanian, A. K., 1973: Huflemminge des Pleistozäns (russ.). — Nov. tektonika, nov. otlozh. i chelovek, **5**, Moskau.

Agadjanian, A. K. & Bojarskaia T. D., 1968: Umwelt der Nizhne-Aldanskaia Senke in der zweiten Hälfte des Pleistozäns (russ.). — Nov. tektonika, nov. otlozh. i chelovek, **3**, Moskau.

Chaline, J., 1972: Les rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France, Paris, ed. CNRS.

Fejfar, O., 1966: Über zwei neue Säugetiere aus dem Altpleistozän von Böhmen. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. **11**, Stuttgart.

Gorlova, R. N., 1968: Der Wachstumwechsel als Komponente von Biogeozänosen im vorletzten Interglazial (russ.). — Moskau, Nauka.

Guthrie, R. D. & Matthews, J. V., 1971: The Cape Deceit fauna, early pleistocene mammalian assemblage from the Alaskan arctic. — Quatern. Res., **1**, London.

Heller, F. & Brunnacker, K., 1966: Halsbandlemming-Reste aus der Oberen Mittelterrasse des Rheins bei Niederaußem. — Eiszeitalter und Gegenwart, **17**, Öhringen/Württ.

Moskvitin, A. I., 1967: Stratigraphie des Pleistozäns des Europäischen Teils der UdSSR (russ.). — Moskau, Nauka.

Sher, A. V., 1967: Die frühquartären Säugetiere des Nordostens der UdSSR und das Problem der kontinentalen Beziehungen zwischen Asien und Amerika (russ.). — Dokl. Akad. Nauk SSSR, **48**, Moskau.

Sher, A. V., 1971: Säugetiere und pleistozäne Stratigraphie im äußersten Nordosten der UdSSR und von Nordamerika (russ.). — Moskau, Nauka.

Vangengeim, E. A., 1961: Paläontologische Begründung der Stratigraphie der anthropogenen Ablagerungen im Norden Ostsibiriens (russ.). — Trudy Inst. geol. Akad. Nauk SSSR, **48**, Moskau.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 65—69 München, 25. 10. 1976

Un nouveau genre de Theridomyoidea (Mammalia, Rodentia) dans les Phosphorites du Quercy

Von Jean-Louis Hartenberger & Norbert Schmidt-Kittler[1])

Avec une figure dans le text et planche 3

Résumé

Tarnomys quercinus nov. gen. nov. sp., a été trouvé dans deux localités légèrement plus récentes que la « Grande Coupure » de Stehlin. Cette forme rapelle par certains caractères les *Pseudosciurus* d'Allemagne méridionale.

Zusammenfassung

Tarnomys quercinus nov. gen. nov. sp., wird anhand von Einzelzähnen und einem Kieferfragment aus zwei Lokalitäten der Phosphorite des Quercy beschrieben, die etwas jünger sind als die „Grande Coupure" Stehlins. Die neue Gattung erinnert in zahlreichen Merkmalen an *Pseudosciurus* von Süddeutschland.

Abstract

Tarnomys quercinus nov. gen. nov. sp., has been found in two localities which are a few later than Stehlin's "Grande Coupure". This form by many characters looks like *Pseudosciurus* from Southern Germany.

Introduction

Au cours de l'Oligocène les faunes de Mammifères fossiles du Quercy d'une part, et du Jura souabe d'autre part, présentent de nombreuses différences dans leur composition. Ces différences ont pu être attribuées à la fois à un facteur géographique et à un facteur écologique (Schmidt-Kittler 1971, Hartenberger 1973). Grâce au grand nombre de gisements répertoriés dans les deux régions considérées, et grâce aussi à la présence de plusieurs lignées communes aux deux régions, des

[1]) Dr. J.-L. Hartenberger, Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier, Place Eugène-Bataillon;

Dr. N. Schmidt-Kittler, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

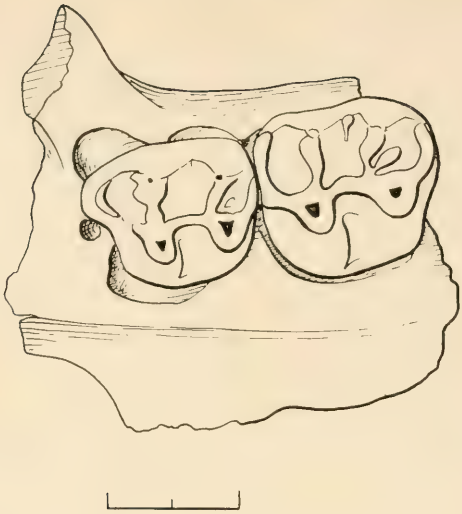


Fig. 1: *Tarnomys quercinus* nov. gen. nov. sp., portion de maxillaire gauche avec D^4 M^1, RAV 51. Echelle = 2 mm.

corrélations précises ont pu être récemment mises en évidence. C'est ainsi en particulier que le phénomène de la « Grande Coupure » de Stehlin est percu à l'heure actuelle avec beaucoup de précision dans ces deux régions (Schmidt-Kittler & Vianey-Liaud 1975).

Pour les rongeurs la différence la plus remarquable qui existe entre les faunes du Quercy et celles du Jura souabe, intéresse les Theridomyoidés : au Quercy on note l'abondance et la diversité des Theridomyinae et Issiodoromyinae, alors qu'ils sont très rares dans les gisements du Jura souabe ; dans cette région l'élément dominant est le genre *Pseudosciurus*, forme géneralement de grande taille à tendance sélénodonte marquée ; *Pseudosciurus* n'a jamais été signalé à ce jour dans les gisements du Quercy.

Nous voudrions signaler aujourd'hui dans deux gisements du Quercy (Ravet Lupovici et Aubrelong) la présence d'une nouvelle forme, *Tarnomys* nov. gen., qui présente dans sa denture de nombreux caractères morphologiques rappellant ceux caractéristiques de *Pseudosciurus*. Certains autres traits essentiels d'ordre anatomique et odontologique montrent qu'il s'agit d'un groupe évolué indépendamment du groupe des *Pseudosciurus*.

Tarnomys quercinus nov. gen. nov. sp.

Type : M^1 ou M^2 supérieure, RAV 62, collection laboratoire de Paléontologie Montpellier. (Pl. 3, fig. 2)

Hypodigme : 12 dents isolées représentées par 3 D^4, 7 M^1 ou M^2, 1 M^3, 3 M_{1-2}.

Collection : Laboratoire de Paléontologie, Faculté des Sciences, Montpellier

Gisements : Ravet Lupovici, Aubrelong 1 (voir de Bonis et al. 1973).

Diagnose : « Forme à tendance sélénodonte, de taille comparable à *Pseudosciurus praecedens.* Foramens palatins antérieurs vastes atteignant le bord antérieur du ramus zygomaticus inférieur. M^1 et M^2 supérieures présentant une crête reliant directement le paracône et l'ectolophe. P^4 supérieure avec un fort prélobe ; postérolophe formant un angle droit avec la crête labiale du métacône.

Mensurations :

		Longueur		largeur	
	n	limites de variation	moy.	limites de variation	moy.
D^4	3	2,17—2,73	—	2,12—2,51	—
M^{1-2}	7	2,52—2,66	2,56	2,32—2,72	2,60
M^3	1	2,52	—	2,63	—
M_{1-2}	3	2,67—2,77	—	2,08—2,31	—

Description : Pour cette description on se réfèrera toujours à *Pseudosciurus praecedens* espèce d'Ehrenstein 1(A) (= niveau de la Débruge), c'est-à-dire forme beaucoup plus ancienne que *Pseudosciurus suevicus* contemporain de *Tarnomys quercinus.* En effet le *Pseudosciurus suevicus* Hensel contemporain de *Tarnomys quercinus* est trop spécialisé, les différences sont considérables entre les deux formes et il est préférable d'effectuer les comparaisons avec un *Pseudosciurus* primitif.

Du point de vue anatomique on constate que les foramens palatins antérieurs étaient beaucoup plus vastes qu'ils ne le sont chez *Pseudosciurus* d'une part et *Suevosciurus* d'autre part, puisque chez la nouvelle forme, ils atteignent le bord antérieur des ramus zygomaticus (fig. 1). Le même spécimen permet de constater qu'il existe une alvéole pour la D^3, caractère commun aux deux genres précédemment cités.

L'observation de la denture de cette espèce, permet de constater que les plissements d'émail sont moins nombreux et moins denses que chez les *Pseudosciurus* contemporains du Jura souabe chez qui ce caractère est très marqué.

D^4 — Elles sont nettements plus petites que les M^{1-2}. Le prélobe, nettement plus développé que chez les P^4, forme un conule. Le métaconule est bien marqué.

P^4 — Le prélobe est bien développé et il est comparable en proportion à celui de la P^4 de *P. praecedens.* Le développement du métaconule est plus important aux P^4 qu'aux M^{1-2}, caractère que l'on peut qualifier de primitif.

M^{1-2} — L'entolophe des molaires est haut surtout dans sa partie antérieure, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'incisure comme chez *P. praecedens ;* de plus on constate qu'il est beaucoup plus déporté vers le milieu de la dent que chez *P. praecedens.* Cet entolophe est en forme de U renversé alors que chez *P. praecedens* il est en V. On note une crête de liaison bien développée entre protocône et protoconule. Par contre paracône et protoconule sont isolés. L'entolophe et le paracône sont reliés directement dans tous les cas, alors que chez *P. praecedens* on n'a noté ce caractère que dans un seul cas.

Entre l'entolophe et la crête postérieure du protocône, il y a un vaste fossé ; chez *P. praecedens* ce fossé est très faible. Le métalophule I est plus net chez *P. praecedens* que chez la forme du Quercy. Le métaconule est généralement allongé formant une courte crête longitudinale. Il n'y a pas de liaison avec le métacône.

M^3 — Comme il avait été noté pour les M^{1-2} l'entolophe est plus avancé vers le milieu de la dent que chez la M^3 de *P. praecedens*. Il y a des variations importantes du dessin des crêtes d'émail caractère fréquent et commun aux *Pseudosciurus* et *Suevosciurus*.

M_{1-2} — Le mésostylide est uniquement marqué par un gonflement assez faible de l'émail. Le mésolophide est incomplet. On remarque la présence de plusieurs crêtes longitudinales sur les flancs postérieurs du protoconide et du métaconide dans la partie distale. L'antéroconide est faible à bien marqué.

Discussion et conclusion

En résumé le nouveau genre ici décrit présente des tendances évolutives qui ont été observées chez les *Pseudosciurus*. Mais la tendance à la sélénodontie est moins poussée en comparaison de ce qui est constaté chez les *Pseudosciurus* contemporains. Il est probable que *Tarnomys* d'une part, *Pseudosciurus* d'autre part, dérivent d'un même stock ancestral, mais on constate que dès l'Eocène supérieur (niveau d'Ehrenstein) *Pseudosciurus* est une lignée différenciée et individualisée et qui évoluera indépendamment. On ne connaît pas encore l'ancêtre de *Tarnomys*, mais Stehlin et Schaub ont signalé et figuré une forme (« *Adelomys vaillanti* » in Stehlin et Schaub 1951 fig. 23, p. 25) provenant de Mormont Entreroches qui est très certainement un *Tarnomys*. Cette forme représente un stade d'évolution un peu plus primitif que *T. quercinus* n. sp., correspondant à la position stratigraphique ancienne du gisement de Mormont Entreroches.

Bibliographie

Hartenberger, J.-L.: Etude systématique des Théridomyoidea (Rodentia) de l'Eocène supérieur. — Mém. Soc. géol. France, N. S., **52**, Mèm. 117, 1 76, fig., 8 tabl., Paris 1973.

Schmidt-Kittler, N.: Odontologische Untersuchungen an Pseudosciuriden (Rodentia, Mammalia) des Alttertiärs. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. math. naturw. Kl., N. F. **150**, 1—132, 45 fig., 8 tabl., München 1971.

Schmidt-Kittler, N. & Vianey-Liaud, M.: Les relations entre les faunes de rongeurs d'Allemagne du Sud et de France pendant l'Oligocène. — C. R. Acad. Sci. Paris, **281**, Sér. D, 511—514, 1 pl., Paris 1975.

Stehlin, H. G. & Schaub, S.: Die Trigonodontie der Simplicidentaten Nager. — Schweiz. Paläont. Abh., **67**, 1—385, 620 fig., Basel 1951.

Tarnomys quercinus nov. gen. nov. sp., de Ravet (Quercy).
Collection: Laboratoire de Paléontologie Montpellier.
Echelle = 1 mm.

Fig. 1: D^4 sup. RAV 52
Fig. 2: M^1 ou M^2 sup. RAV 62 Type
Fig. 3: M^1 ou M^2 sup. RAV 53
Fig. 4: M^1 ou M^2 sup. RAV 54
Fig. 5: Fragment de M^3 sup. RAV 61
Fig. 6: M^1 ou M^2 sup. RAV 55
Fig. 7: M_1 ou M_2 inf. RAV 63
Fig. 8: M_1 ou M_2 inf. RAV 56
Fig. 9: M_1 ou M_2 inf. RAV 65

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 71—81 München, 25. 10. 1976

Cricetus major Woldřich (Mammalia, Rodentia) aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung Petersbuch 1

Ein Beitrag zur Phylogenie und Systematik der pleistozänen Großhamster

Von Volker Fahlbusch[1])

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und Tafel 4—5

Zusammenfassung

Eine aus 154 Einzelzähnen bestehende Population eines Großhamsters aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung Petersbuch 1 bei Eichstätt wird beschrieben und mit einer Population des rezenten *Cricetus cricetus* aus Rheinhessen verglichen. Die Petersbucher Form ist durch einige morphologische Merkmale — insbesondere zahlreiche Sekundärgrate an den letzten Molaren — gegenüber dem rezenten Hamster zu stark spezialisiert, um als dessen direkter Vorläufer gelten zu können; sie stellt eine eigene Art dar. Sowohl mit *Cricetus runtonensis* wie *Cr. major* sind die Übereinstimmungen so weitgehend, daß sie — aus Prioritätsgründen — als *Cricetus major* zu bezeichnen ist.

Summary

From the Middle Pleistocene fissure filling Petersbuch 1 near Eichstätt a population (154 isolated teeth) of a large hamster is described. It is compared to a population of the recent *Cricetus cricetus* from Rheinhessen, from which the Petersbuch form is distinguished metrically and morphologically so much that it has to be regarded as separate species. By morphological features — especially numerous additional elements in the last molars — it may be excluded from the direct line guiding to the recent *Cricetus cricetus*. It is closely related to *Cricetus runtonensis* as well as *Cr. major*, and has — for priority reasons — to be assigned to *Cricetus major*.

1. Einleitung

Seit dem vorigen Jahrhundert sind aus pleistozänen Säugetierfaunen Reste großwüchsiger Hamster bekannt, welche dem rezenten *Cricetus cricetus* nahe verwandt sind, sich aber von ihm durch die auffallend großen Maße deutlich unterscheiden. Sie wurden — überwiegend durch Gebißreste belegt — zunächst als Unter-

[1]) Prof. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

arten des Hamsters beschrieben und teils als *Cricetus cricetus major*, teils als *Cr. cr. runtonensis* bezeichnet. Mehrere Autoren haben sich mit der Taxonomie und Nomenklatur dieser Gruppe befaßt, ohne daß auf die Frage nach den stammesgeschichtlichen Beziehungen zum rezenten Hamster näher eingegangen wurde.

Kurtén (1960) glaubte zeigen zu können, daß es in der Entwicklung mehrerer Reihen von pleistozänen Cricetiden eine Klima-bedingte, mehrfache Größenzunahme und -abnahme gegeben habe, in der große Varianten den Kaltzeiten, kleinere den Warmzeiten zuzuordnen seien. Er stützte sich dabei auf die in der Literatur enthaltenen Angaben über Zahnreihenlängen. In *Cricetus cricetus major* sah er den direkten Vorläufer des rezenten *Cricetus cricetus*, während der ältere *Cricetus runtonensis* als eigene Art geführt wird, über dessen verwandtschaftliche Beziehungen zu *Cricetus cricetus* (incl. *major*) keine direkten Angaben gemacht wurden.

Die reiche Kleinsäugerfauna von Petersbuch 1 bei Eichstätt lieferte eine neue, kleine Population eines großwüchsigen Hamsters. An den Objekten fielen einige morphologische Besonderheiten der Zahnkronen auf, welche bisher nicht beschrieben worden waren und zu einer erneuten Beschäftigung mit dem Problem der verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen den pleistozänen und rezenten Arten bzw. Unterarten der Gattung *Cricetus* anregten: Ist der rezente *Cricetus cricetus* ein direkter Nachkomme des bzw. eines der beiden pleistozänen Großhamster, oder stellen jene eine oder mehrere eigenständige, ausgestorbene Taxa dar?

Nach dem Vergleich mit einer rezenten Population von *Cricetus cricetus* aus Rheinhessen bereitete die Untersuchung pleistozäner Populationen bereits bekannter Fundstellen erhebliche Schwierigkeiten, und mit der Bereitstellung einzelner weniger Vergleichsobjekte war nicht gedient. Um die von Herrn Prof. Dr. F. Heller, Erlangen, angekündigte Bearbeitung der fossilen Materialien abzuwarten, stellte ich eine weitere Untersuchung der zuvor aufgeworfenen Frage vorerst zurück. Da inzwischen mehr als 10 Jahre vergangen sind, möchte ich — obwohl von anderer Seite die vorhandenen reichen *Cricetus*-Populationen noch nicht beschrieben wurden — die durch das Petersbucher Material angeregte Problemstellung mit dessen Beschreibung nunmehr zur Diskussion stellen, wenn auch nicht auf der eigentlich erforderlichen Grundlage der Berücksichtigung umfangreicher Vergleichskollektionen. Ich hoffe, hiermit eine erneute Beschäftigung mit dem durch Kurtén aufgeworfenen Fragenkomplex auf materialmäßig breiterer Grundlage anzuregen.

Die Fauna von Petersbuch 1 wurde inzwischen durch v. Koenigswald (1970) beschrieben und in das untere Mittelpleistozän eingestuft. Sie entstammt einem waldigen Biotop, in dem „Anzeiger eines kalten Klimas fehlen" (v. Koenigswald 1970, S. 429).

Das *Cricetus*-Material aus Petersbuch besteht aus 154 isolierten Backenzähnen (neben zahlreichen Fragmenten und einem zahnlosen Mandibel-Bruchstück). Im Gegensatz zu den Cricetiden anderer Fossilfundstellen, deren Kleinwirbeltiere meist aus Gewöllen stammen, sind in Petersbuch die hinteren Molaren häufiger als die vorderen. Das hat seinen Grund in den relativ langen Wurzeln und der im Bereich der Synklinalen vergleichsweise zerbrechlichen Krone; der etwas mürbe Erhaltungszustand der Zähne trug zu einem Zerbrechen gerade der vorderen, langen Molaren bei.

Die Messung der Zähne erfolgte unter einem Leitz-Stereo-Mikroskop mit Hilfe eines Okularmaßstabs. Abweichend von anderen Cricetiden-Arbeiten des Verfassers wurde bei den M^1 wegen deren besonderem Umriß nicht die größte zu er-

mittelnde Gesamtbreite der Krone angegeben, sondern die größte der drei möglichen Breiten (entsprechend der dreiteiligen Krone), die im mittleren oder hinteren Lobus liegen kann.

Das Material von Petersbuch 1 wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (BSM) unter der Inventarnummer 1963 XIV aufbewahrt. Die zum Vergleich herangezogene Population von 59 Schädeln mit Unterkiefern von *Cricetus cricetus* stammt aus Rheinhessen (Raum Alzey—Mainz) und wird in der Zoologischen Staatssammlung in München (ZSM) aufbewahrt.

Herrn Dr. Th. Haltenorth, Zoologische Staatssammlung München, danke ich für die Ausleihe des rezenten Vergleichsmaterials. Ferner bin ich Frau Dr. G. Daxner-Höck und den Herren Prof. Dr. R. Dehm, Dr. O. Fejfar, Dr. W. v. Koenigswald und Prof. Dr. K. Kowalski für anregende Diskussionen und die Bereitstellung einzelner Vergleichsobjekte zu Dank verpflichtet.

2. Das Material von Petersbuch 1 und der Vergleich mit dem rezenten *Cricetus cricetus*

Die Backenzähne des Petersbucher Hamsters zeigen im Grundbauplan das von *Cricetus cricetus* gewohnte Bild, so daß nur auf die von diesem abweichenden Besonderheiten eingegangen werden soll.

Untere Molaren (Taf. 4): Die Seitenränder der Krone des M_1 konvergieren nach vorne zu weniger stark als beim rezenten *Cricetus cricetus*, das vordere Höckerpaar steht weniger eng zusammen, und der Vorderrand der Krone zeigt einen gleichmäßig gerundeten Verlauf. Die Synklinalen der Petersbucher Zähne — besonders deutlich am M_1 — sind breit-muldenförmig, beim rezenten Hamster stärker eingetieft. Am M_2 von Petersbuch besteht zwischen Protoconid und Hypoconid ein deutlich durchlaufender Verbindungsgrat, während bei *Cricetus cricetus* oft eine leichte Einschnürung oder gar Unterbrechung zu beobachten ist. Im Zentrum des M_2 besteht an mehreren M_2 ein geschlossener runder Trichter, der vom rückwärts umgebogenen Mesolophid, dem Längsgrat und der Nachjochkante gebildet wird. An 14 M_2 beobachtet man am Vorderabhang des Posterolophids einen gegen das Entoconid gerichteten Wulst oder Sporn, der an fünf Zähnen zu einem Verbindungsgrat zwischen Posterolophid und Entoconid wird (Taf. 4, Fig. 3, 5), wodurch die hinter dem Entoconid liegende Synklinale unterteilt wird. Die M_3 von Petersbuch besitzen alle ein relativ kräftiges Entoconid.

Besonders auffallend aber ist die große Zahl sekundärer Sporne und Grate, welche am M_1 fehlen, am M_2 nur selten zu beobachten sind, am M_3 aber in so großer Zahl auftreten, daß sie bei der überwiegenden Zahl der Zähne der Krone ein bizarres Aussehen verleihen. Die Außenwände der Haupthöcker bleiben meist glatt, aber an den Innenwänden und Verbindungsgraten befindet sich eine wechselnde Anzahl von Spornen und Graten, die völlig ungeordnet auftreten und keine bevorzugten Ansatzstellen erkennen lassen. Die Zahl dieser Sekundärbildungen beträgt bei einigen Zähnen 2—5 (Taf. 4, Fig. 7—9), steigt aber an manchen Kronen bis auf 15 an (Taf. 4, Fig. 10—14), wobei sie im hinteren Teil der Krone häufiger sind als im vorderen. Bei *Cricetus cricetus* konnte ich solche Zusatzgrate nicht beobachten; le-

diglich geringfügige Einschnürungen des Hypoconid-Vorderarmes sind festzustellen (Taf. 4, Fig. 16).

Obere Molaren (Taf. 5): Der M^1 besteht aus drei Höckerpaaren, von denen das vordere nur geringfügig schmäler ist als das mittlere (vgl. Tab. 1, S. 75). Diese Dreiteilung wird noch dadurch unterstrichen, daß die Ränder der Krone im Bereich der Synklinalen eingebuchtet sind und das vordere und das hintere Höckerpaar gegenüber dem mittleren mehr oder minder deutlich labialwärts versetzt sind (Taf. 5, Fig. 2—3); bei *Cricetus cricetus* ist der Verlauf des labialen Kronenrandes gerade. Die für den rezenten *Cricetus cricetus* so typische Ausbildung der rautenförmigen Trichter in der Mitte eines jeden Höckerpaares ist in Petersbuch sehr undeutlich (am klarsten noch im vorderen Höckerpaar), da die vordere Verbindung zwischen einander gegenüberliegenden Höckern relativ kurz und niedrig ist oder auch gänzlich unterbrochen sein kann. An den M^2 ist die Gestalt der Rauten-Trichter ähnlicher derjenigen von *Cricetus cricetus*, erreicht aber auch noch nicht die Deutlichkeit wie bei jenem.

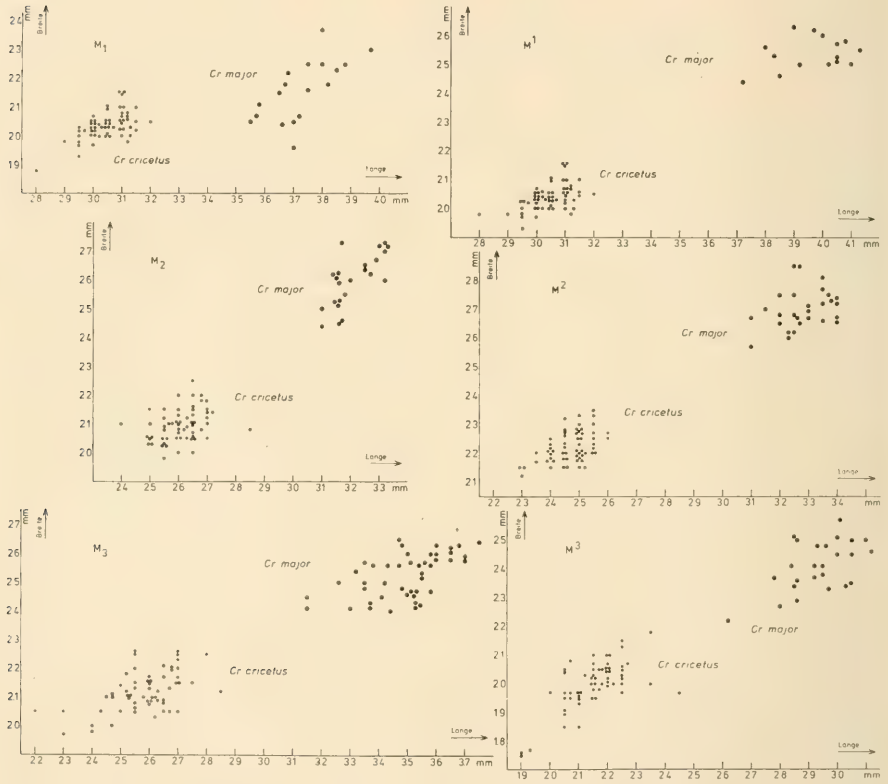


Abb. 1: Längen-Breiten-Diagramme für 154 Molaren von *Cricetus major* Woldřich aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung Petersbuch 1 bei Eichstätt. Zum Vergleich die entsprechenden Werte einer Population von 59 Individuen von *Cricetus cricetus* L., rezent, aus Rheinhessen.

Tabelle 1: Variationsstatistische Werte für *Cricetus major* von Petersbuch 1, zum Vergleich in Klammern die entsprechenden Werte für eine Population von *Cricetus cricetus* (n = 59) aus Rheinhessen.

		Länge	vordere Breite	hintere Breite	Breite des vorderen Höckerpaares
M^1	VB	3,55 —3,97 (2,85 —3,12)	1,82 —2,18 (1,58 —1,85)	1,98 —2,37 (1,70 —1,95)	
	M	3,73 ±0,019 (2,97 ±0,008)	2,04 ±0,021 (1,70 ±0,007)	2,17 ±0,025 (1,80 ±0,007)	
n = 18	σ	0,082 ±0,014 (0,062 ±0,006)	0,090 ±0,015 (0,057 ±0,005)	0,104 ±0,017 (0,057 ±0,005)	
	V	2,18 ±0,36 (2,10 ±0,19)	4,42 ±0,74 (3,36 ±0,31)	4,81 ±0,80 (3,17 ±0,29)	
M^2	VB	3,10 —3,32 (2,40 —2,72)	2,44 —2,73 (1,98 —2,22)	2,38 —2,72 (1,97 —2,25)	
	M	3,20 ±0,015 (2,60 ±0,009)	2,59 ±0,019 (2,09 ±0,007)	2,58 ±0,018 (2,08 ±0,008)	
n = 23	σ	0,070 ±0,010 (0,068 ±0,006)	0,088 ±0,013 (0,056 ±0,005)	0,087 ±0,013 (0,062 ±0,006)	
	V	2,17 ±0,32 (2,59 ±0,25)	3,42 ±0,50 (2,70 ±0,25)	3,39 ±0,50 (2,97 ±0,27)	
M^3	VB	3,20 —3,75 (2,20 —2,85)	2,40 —2,65 (1,97 —2,26)	2,05 —2,45 (1,67 —2,00)	
	M	3,50 ±0,013 (2,59 ±0,015)	2,52 ±0,011 (2,11 ±0,009)	2,24 ±0,015 (1,85 ±0,009)	
n = 45	σ	0,129 ±0,013 (0,113 ±0,010)	0,075 ±0,008 (0,071 ±0,007)	0,099 ±0,010 (0,067 ±0,006)	
	V	3,69 ±0,39 (4,35 ±0,40)	2,97 ±0,31 (3,35 ±0,31)	3,10 ±0,43 (3,61 ±0,33)	
M^1	VB	3,72 —4,13 (2,80 —3,20)	2,44 —2,60 (1,93 —2,15)	2,42 —2,60 (1,92 —2,15)	2,20 —2,40 (bei *Cricetus*
	M	3,96 ±0,032 (3,04 ±0,009)	2,52 ±0,043 (2,02 ±0,006)	2,51 ±0,014 (2,03 ±0,006)	2,31 ±0,018 *cricetus* nicht
n = 15	σ	0,125 ±0,023 (0,071 ±0,007)	0,043 ±0,008 (0,048 ±0,005)	0,051 ±0,009 (0,046 ±0,004)	0,068 ±0,013 exakt
	V	3,16 ±0,58 (2,34 ±0,22)	1,72 ±0,31 (2,39 ±0,22)	2,05 ±0,37 (2,26 ±0,21)	2,96 ±0,68 meßbar)
M^2	VB	3,10 —3,40 (2,30 —2,60)	2,57 —2,85 (2,12 —2,35)	2,40 —2,67 (bei *Cricetus*	
	M	3,28 ±0,017 (2,47 ±0,009)	2,70 ±0,013 (2,22 ±0,007)	2,52 ±0,013 *cricetus* nicht	
n = 28	σ	0,087 ±0,012 (0,070 ±0,007)	0,068 ±0,009 (0,053 ±0,005)	0,071 ±0,010 exakt	
	V	2,66 ±0,36 (2,85 ±0,26)	2,52 ±0,34 (2,38 ±0,22)	2,82 ±0,38 meßbar)	
M^3	VB	2,62 —3,12 (1,90 —2,45)	2,22 —2,57 (1,75 —2,18)		
	M	2,93 ±0,022 (2,15 ±0,014)	2,41 ±0,017 (2,00 ±0,011)		
n = 28	σ	0,111 ±0,016 (0,102 ±0,014)	0,087 ±0,012 (0,085 ±0,008)		
	V	3,79 ±0,54 (4,76 ±0,44)	3,62 ±0,51 (4,26 ±0,39)		

Alle Maßangaben in Millimetern
VB = Variationsbreite, M = Mittelwert, σ = Standardabweichung, V = Variabilitätskoeffizient
Die Werte für n (= Anzahl der Objekte) in der linken Spalte beziehen sich nur auf *Cricetus major* von Petersbuch

Wie bei den Unterkieferzähnen ist auch im Maxillargebiß — am M^2 gelegentlich, am M^3 häufig — eine wechselnde Zahl zusätzlicher Sporne oder Grate vorhanden, von deren starker Variabilität die auf Taf. 5, Fig. 7—12 abgebildeten Objekte einen Eindruck vermitteln.

Maße und Proportionen: Die Maße aller Einzelzähne sind in den Längen-Breiten-Diagrammen (Abb. 1) enthalten und dort auch den wesentlich niedrigeren Maßen der rezenten Population gegenübergestellt. Auch bei größeren Stückzahlen würden sich die Variationsbereiche nicht oder höchstens randlich überschneiden. Die Maße der Einzelzähne der Petersbucher Form stimmen auf Grund der Vergleiche mit den mir zugänglichen Objekten von *Cricetus major* bzw. *Cr. runtonensis* etwa überein; leider sind in der Literatur meist nur die Werte für Zahnreihen angegeben.

Zusätzlich zu den Diagrammen sind in der Tabelle 1 (S. 75) die variationsstatistischen Werte für beide Populationen gegenübergestellt. Aus den Variabilitätskoeffizienten ergibt sich, daß die Zähne von Petersbuch sicher einer einheitlichen Population angehören; z. T. liegen die Werte sogar unter denen der rezenten Vergleichspopulation. Ferner sei auf die relativ große Breite des vorderen Höckerpaares des M^1 hingewiesen, die von manchen Autoren als typisch für *Cricetus runtonensis* bezeichnet wurde (Newton 1909, S. 110; Heller 1930, S. 263—264, und 1958, S. 42); bei *Cricetus cricetus* ist diese Breite nicht meßbar, da der Lingualrand der Krone vom Protoconus aus schräg nach vorne verläuft.

Schließlich ist auf die Unterschiede in den Proportionen der drei Molaren hinzuweisen. Berechnet aus den Mittelwerten der Längen ergeben sich — bei M_2 bzw. $M^2 = 1$ gesetzt — folgende Verhältnisse:

	M_1	:	M_2	:	M_3	M^1	:	M^2	:	M^3
Petersbucher Großhamster:	1,16	:	1	:	1,1	1,21	:	1	:	0,89
Cricetus cricetus, rezent:	1,14	:	1	:	0,99	1,23	:	1	:	0,87

Gemessen am zweiten Molaren sind in Petersbuch sowohl der M_1 und M^3, besonders aber der M_3 relativ länger als bei der rezenten Art, welche demgegenüber einen verhältnismäßig langen M^1 besitzt. Die entsprechenden Werte anderer Populationen, aus denen etwaige Entwicklungstendenzen ersichtlich würden, waren mir leider nicht zugänglich.

3. Zur Taxonomie des Petersbucher Hamsters

Mit dem morphologischen und metrischen Vergleich zwischen dem mittelpleistozänen Großhamster von Petersbuch und dem rezenten europäischen *Cricetus cricetus* stellt sich die Frage nach der taxonomischen Bewertung der Unterschiede. Dabei kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei dem Material aus der Petersbucher Spaltenfüllung um eine einheitliche Population handelt: Die Variabilitätskoeffizienten ergaben die hierfür erforderlichen Werte, die teilweise sogar unter denjenigen der rezenten Vergleichspopulation liegen; auch die beobachtete morphologische Variabilität spricht nicht dagegen.

Die Maße der Petersbucher Molaren übersteigen die des rezenten Hamsters um mehr als 25 %, beim M_3 sogar bis über 30 %. Das sind Differenzbeträge, wie sie

zwischen rezenten Unterarten von *Cricetus cricetus* bei weitem nicht erreicht werden (vgl. KURTÉN 1960, S. 19). In den Zahnlängen-Proportionen sind ebenfalls deutliche Unterschiede feststellbar, wobei vor allem der relativ lange M_3 der Petersbucher Form auffällt.

Noch stärker fallen die morphologischen Unterschiede ins Gewicht: Der wellige Verlauf des Kronenumrisses und die labialwärts gerichtete Verschiebung des vorderen und hinteren Höckerpaares am M^1, die noch unvollkommenen Rautentrichter am M^1 (und M^2) und die stets deutliche Gratverbindung zwischen den vorderen und hinteren Höckern des M_2 seien als auffallende Merkmale der Petersbucher Form gegenüber *Cricetus cricetus* genannt. Am markantesten jedoch für Petersbuch ist die ungewöhnlich große Zahl von Sekundärgraten an den M_3 und M^3 (z. T. auch M_2 und M^2). Daß es sich hierbei nicht etwa um beispielsweise „krankhaft" bedingte Besonderheiten der Petersbucher Population handelt, ergibt sich daraus, daß ähnliche Bildungen auch an Großhamstern älterer Lokalitäten (z. B. Hundsheim, Koněprusy) zu beobachten waren, wenn auch nicht in so großer Zahl. Es scheint sich hierbei um einen Merkmalskomplex zu handeln, der allen pleistozänen Großhamstern in unterschiedlich starker Ausbildung eigen ist und erst bei deren jüngeren Vertretern zunehmend deutlich in Erscheinung tritt. Sollte es sich herausstellen, daß die erwähnten Sekundärgrate nur für Petersbuch oder Populationen dieser Zeit charakteristisch sind, so wird es evtl. notwendig sein, diese Form als eigene Unterart der pleistozänen Großhamster abzutrennen, wozu aber derzeit wegen der sonstigen Übereinstimmungen mit jenen meines Erachtens keine Veranlassung besteht.

Sowohl für die Maße und Proportionen, wie für eine Reihe von morphologischen Merkmalen bestehen zwischen der Petersbucher Form und dem rezenten *Cricetus cricetus* so starke Unterschiede, daß sie unmöglich als Unterarten ein und derselben Art betrachtet werden können. Viele rezente Arten oder gar Gattungen sind im Gebiß viel weniger unterschieden als diese beiden. Es ist daher nicht möglich, die Petersbucher Form dem rezenten europäischen *Cricetus cricetus* zuzuordnen; sie stellt eine selbständige Art dar.

4. Die phylogenetische Stellung des Petersbucher Hamsters

In einer ausführlichen Untersuchung über pleistozäne Cricetiden und Musteliden kam KURTÉN (1960) zu dem Ergebnis, daß es in diesen Gruppen eine mehrfache, klimatisch bedingte Größenzunahme und -abnahme gegeben habe. Bei den Cricetiden sind nach KURTÉN (1960, S. 17 und Fig. 1) die jeweils großen Varianten ein und derselben Chronocline den Kaltzeiten, die kleineren den Warmzeiten zuzuordnen. In der *Allocricetus*-Gruppe, in der es neben den Größenverschiebungen keine wesentlichen morphologischen Änderungen gibt, scheint dieser Zusammenhang sehr deutlich und gut belegbar (obwohl auch hier eine andere Interpretation möglich scheint). Für die Großhamster, deren ältere Vertreter KURTÉN (1960, S. 10) als *Cricetus runtonensis*, die jüngeren (S. 11) als *Cricetus cricetus major* bezeichnet (ohne auf den phylogenetischen Zusammenhang zwischen diesen näher einzugehen), konnte er sich ebenfalls nur auf die der Literatur zu entnehmenden Zahnreihen-Längen stützen. Analog zu den Ergebnissen bei *Allocricetus* glaubte er (S. 14) zeigen zu können, daß sich der rezente *Cricetus cricetus* unter einfacher Größenabnah-

me aus dem spätpleistozänen, mit jenem artlich übereinstimmenden *Cricetus cricetus major* entwickelt habe.

Ungeachtet der Frage, zu welcher Art pleistozäner Großhamster derjenige aus Petersbuch gehört (vgl. hierzu S. 79), ist hier folgendes festzustellen: Bei dieser Form handelt es sich angesichts der großen metrischen und morphologischen Differenzen nicht nur um eine eigene Art (vgl. S. 77), sondern es ist bei der morphologischen Spezialisierung auch höchst unwahrscheinlich, daß die komplizierte Petersbucher Art — hervorgegangen aus einfacher gebauten altpleistozänen Vorläufern — sich postglazial stark verkleinernd und vereinfachend zu *Cricetus cricetus* umbildete. Ein derartiger Vorgang stünde in starkem Gegensatz zu allen bisherigen Erfahrungen bei Entwicklungsabläufen in Chronoclinen fossiler Rodentia. Ferner handelt es sich bei etlichen der Großhamster (auch in Petersbuch) nicht um Elemente aus Kaltfaunen (v. Koenigswald 1970, S. 429). Ich betrachte den Petersbucher Großhamster als eine spezialisierte Seitenlinie pleistozäner Cricetinen, die nicht zum rezenten *Cricetus cricetus* führte.

5. Zur Nomenklatur und Systematik der pleistozänen Großhamster

Es bleibt nunmehr zu entscheiden, ob die Petersbucher Form einer der bereits beschriebenen Großhamster zugeordnet werden kann und ob deren Unterscheidung berechtigt ist.

Das einzige Merkmal bei der unterartlichen Trennung des „*Cricetus frumentarius major*" vom rezenten *Cricetus cricetus (= frumentarius = vulgaris)* durch Woldřich (1880, S. 25) war die Größe; auf morphologische Details des Gebisses oder Schädels ging er nicht ein. An der von Woldřich gegebenen Abbildung (1880, Taf. 2, Fig. 23) fällt aber doch auf, daß die Umrisse der Molaren im Bereich der Haupthöcker stark ausgebuchtet sind; freilich soll die Abbildung, die auf die Zähne wenig Wert legte, nicht überstrapaziert werden, aber es ist doch bemerkenswert, daß gerade dieses Detail an den Molaren berücksichtigt wurde. Leider ist das Material von Vypustek/Mähren nicht auffindbar; nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Herrn Dr. R. Musil, Brno, vom 16. 6. 1970 ist über den Verbleib weder in Brno noch in Praha irgend etwas bekannt; auch weitere Grabungen seien in der Vypustek-Höhle derzeit nicht möglich. Von der aus diesen Gründen eigentlich erforderlichen Aufstellung eines Neotypus habe ich abgesehen, da mir die einschlägigen Materialien nicht hinreichend bekannt sind, doch sollte sie bei der notwendigen Revision der pleistozänen Großhamster vorgenommen werden.

Die Beschreibung des „*Cricetus vulgaris Runtonensis*" aus den Forest Bed Series von West Runton durch Newton (1909; nicht Hinton, wie es bei Kurtén [1960, S. 10] heißt) gründete sich auf die vermeintlich größeren Maße gegenüber „*Cricetus frumentarius major*". Dabei wurden die Werte Woldřich's (1880, S. 24) nicht richtig interpretiert: nur der Wert 9,5 bezieht sich auf den Schädel von Vypustek; Liebe (1879, S. 10) gab für die Unterkieferzahnreihen von Vypustek die Werte 10,1 und 9,8 mm an. Ferner wies Newton für „*runtonensis*" auf das breite vordere Höckerpaar des M^1 und dessen „outward expansion" hin und schließlich auf das größere Alter: „If the "Forest Bed" specimen were of the same age as those described by Dr. Woldřich, one would have little hesitation in referring them provisionally to the same subspecies" (Newton 1909, S. 113).

Später hat Heller mehrfach (1930, S. 263; 1933, S. 62; 1936, S. 16; 1958, S. 43) betont, daß der Breite und Auswärtsbiegung des vorderen Höckerpaares am M^1 besondere Bedeutung zukommt, weshalb er an dem Namen *„runtonensis"* festhielt, während Schaub (1930) den älteren Namen *„major"* als für beide „Formen" gültig beibehielt.

Nachdem an dem Petersbucher Material gezeigt werden konnte, daß auch jüngere Großhamster das sehr breite und labialwärts verschobene vordere Höckerpaar besitzen und gewichtige metrische Unterschiede zwischen *runtonensis* und *major* nicht bestehen, gibt es keinen Grund, diese beiden noch länger als getrennte Taxa beizubehalten. Das höhere Alter von *runtonensis* ist ebenfalls kein Grund hierfür. *Cricetus runtonensis* Newton 1909 ist ein jüngeres Synonym zu *Cricetus major* Woldrich 1880.

Da von keinem der älteren Autoren die an der Petersbucher Form so auffälligen Sekundärgrate der letzten Molaren beschrieben wurden, besteht noch die Frage, ob es sich bei dieser nicht um ein selbständiges Taxon handelt. Wie früher (S. 77) bereits erwähnt, wurden ähnliche Bildungen auch an Großhamstern anderer Lokalitäten (Hundsheim, Koněprusy) beobachtet, wenn auch nicht in so großer Zahl wie in Petersbuch. Es handelt sich demnach um ein Merkmal, das offenbar zu den spezifischen Bildungen bei *Cricetus major* gehört; es scheint bei der Petersbucher Population besonders deutlich ausgeprägt zu sein, was jedoch nicht ausreicht, sie als selbständige Art oder Unterart von *Cricetus major* zu trennen. Andererseits zeigt sich darin wohl eine Entwicklungstendenz dieser Gruppe, wodurch deren Petersbucher Vertreter als Vorfahre des rezenten *Cricetus cricetus* nicht in Betracht kommt. *Cricetus cricetus* muß von einem weniger spezialisierten, vielleicht älteren Vertreter der Gattung *Cricetus* abgeleitet werden.

Es bleibt natürlich die Möglichkeit bestehen, daß der rezente *Cricetus cricetus* von einem älteren, morphologisch noch weniger stark spezialisierten, jedoch bereits großen Vertreter des *Cricetus major* abstammt. Die hier vorgelegte Untersuchung zeigt aber, daß an der Interpretation von Kurtén gewisse Zweifel zu äußern sind. Diese noch offenen Fragen können nur durch eine dringend notwendige gründliche Revision der pleistozänen *Cricetus*-Formen auf der Grundlage aller verfügbaren Materialien geklärt werden. Dabei sollten aber nicht nur die Größenverhältnisse und -schwankungen, sondern auch die Gebißmorphologie berücksichtigt werden.

Die pleistozänen Hamster-Verwandten mit ihrer recht guten Dokumentation dürften eines der wenigen Beispiele sein, an dem die von Kurtén angenommene, durch klimatische Einflüsse bedingte mehrfache Größenzunahme und -abnahme in einheitlichen Chronoclinen hinreichend zu überprüfen ist. Für die Entwicklung des kleineren, einfach gebauten *Cricetus cricetus* aus dem großen, morphologisch differenzierten *Cricetus major* kann ich aufgrund odontologischer Detailuntersuchungen der Vorstellung Kurtén's nicht zustimmen.

Fahlbusch, V.: Pliozäne und Pleistozäne Cricetinae (Rodentia, Mammalia) aus Polen. — Acta Zool. Cracoviensia, **14**, 99—137, 4 Abb., 11 Taf., Kraków 1969 (compl. engl. transl. Warsaw 1972).

Heller, F.: Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **63**, B, 247—298, 27 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1930.

Heller, F.: Ein Nachtrag zur Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). — Cbl. Miner. etc., **1933**, B, 60—68, 4 Abb., Stuttgart 1933.

Heller, F.: Zur Diluvialfauna des Fuchsenloches bei Siegmannsbrunn, Ldkr. Pegnitz. — Geol. Bl. NO-Bayern, **5**, 49—70, 2 Abb., 1 Taf., Erlangen 1955.

Heller, F.: Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **107**, 1—102, 75 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1958.

Koenigswald, W. v.: Mittelpleistozäne Kleinsäugerfauna aus der Spaltenfüllung Petersbuch bei Eichstätt. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**, 407—432, 40 Abb., München 1970.

Kurtén, B.: Chronology and Faunal Evolution of the Earlier European Glaciations. — Comment. Biol. Soc. Sci. Fenn., **21**, 1—62, 10 Abb., 20 Tab., Helsingfors 1960.

Liebe, K. Th.: Die fossile Fauna der Höhle Vypustek in Mähren nebst Bemerkungen betreffs einiger Knochenreste aus der Kreuzberghöhle in Krain. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., I. Abt., **79**, 1—19, Wien 1879.

Newton, E. T.: Hamster remains from the Norfolk Forest Bed. — Geol. Mag., N. S. Dec. 5, **6**, 110—113, 1 Abb., London 1909.

Schaub, S.: Quartäre und jungtertiäre Hamster. — Abh. Schweiz. Paläont. Ges., **49**, 1—49, 27 Abb., 2 Taf., Basel 1930.

Woldřich, J. N.: Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde. — Sitz. Ber. Akad. Wiss., I. Abt., **82**, 1—60, 4 Taf., Wien 1880.

Tafelerklärungen

Tafel 4
alle Figuren ×10

Fig. 1—14: *Cricetus major* Woldřich, Mittelpleistozän, Petersbuch 1
- 1: li. M_1, BSM 1963 XIV 167
- 2: li. M_1, BSM 1963 XIV 168
- 3: re. M_2 (invers), BSM 1963 XIV 201
- 4: re. M_2 (invers), BSM 1963 XIV 197
- 5: re. M_2 (invers), BSM 1963 XIV 198
- 6: li. M_2, BSM 1963 XIV 186
- 7: li. M_3, BSM 1963 XIV 208
- 8: re. M_3 (invers), BSM 1963 XIV 227
- 9: re. M_3 (invers), BSM 1963 XIV 247
- 10: li. M_3, BSM 1963 XIV 214
- 11: re. M_3 (invers), BSM 1963 XIV 241
- 12: re. M_3 (invers), BSM 1963 XIV 230
- 13: li. M_3, BSM 1963 XIV 210
- 14: li. M_3, BSM 1963 XIV 220

Fig. 15—16: *Cricetus cricetus* L., rezent, Rheinhessen
- 15: li. M_{1-3}, ZSM 1913/578
- 16: li. M_{1-3}, ZSM 1913/658 (dasselbe Individuum wie Taf. 5, Fig. 13)

Tafel 5
alle Figuren ×10

Fig. 1—12: *Cricetus major* Woldřich, Mittelpleistozän, Petersbuch 1
1: li. M^1, BSM 1963 XIV 255
2: re. M^1 (invers), BSM 1963 XIV 256
3: re. M^1 (invers), BSM 1963 XIV 263
4: re. M^2 (invers), BSM 1963 XIV 284
5: li. M^2, BSM XIV 273
6: li. M^2, BSM 1963 XIV 274
7: li. M^3, BSM 1963 XIV 297
8: re. M^3 (invers), BSM 1963 XIV 307
9: li. M^3, BSM 1963 XIV 296
10: re. M^3 (invers), 1963 XIV 310
11: re.M^3 (invers), 1963 XIV 308
12: re. M^3 (invers), 1963 XIV 316
Fig. 13—14: *Cricetus cricetus* L., rezent, Rheinhessen
13: li. M^{1-3}, ZSM 1913/658 (dasselbe Individuum wie Taf. 4, Fig. 16)
14: li. M^{1-3}, ZSM 1913/724

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 83—93 München, 25. 10. 1976

Neue Lagomorphen-Funde aus dem Mitteloligozän

Von Kurt Heissig & Norbert Schmidt-Kittler[1])

Mit 12 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus den tiefstmitteloligozänen Spaltenfüllungen von „Möhren 19" und „Möhren 20" bei Treuchtlingen (Bayern) werden weitere Einzelzähne der Lagomorphenart *franconicus*, M_2, M_3, P^2—M^2 und einige Milchzähne, beschrieben. Die starke Entwicklung des M_3 weist die Art als Form der Palaeolaginae aus. Unter diesen ist sie wegen ihrer Primitivität der Gattung *Shamolagus* zuzuweisen.

Summary

Recently discovered single teeth, M_2, M_3, P^2—M^2 and some milk teeth, of the lagomorph species *franconicus* are described from the basal Middle Oligocene fissure fillings „Möhren 19" and „Möhren 20" near Treuchtlingen in Bavaria. The well developed M_3 proves, that the species has to be ranged in the Palaeolaginae. Within this subfamily it must be placed in the genus *Shamolagus* because of its primitivity.

Inhalt

1. Einleitung 84
2. Die Spaltenfüllung „Möhren 20" 84
3. *Shamolagus franconicus* (Heissig & Schmidt-Kittler) 84
3.1 Untere Backenzähne 85
3.2 Obere Backenzähne 87
4. Diskussion 92
Literatur 93

[1]) Dr. K. Heissig und Dr. N. Schmidt-Kittler, Bayerische Staatssammlung und Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

1. Einleitung

Neue Funde der bisher ältesten Lagomorphen-Art Europas, die 1975 als *Titanomys franconicus* von den Autoren beschrieben wurde, geben ein vollständigeres Bild von der Bezahnung und erlauben eine bessere systematische Zuordnung. Ein Teil der Funde stammt, wie die ersten Stücke, aus der Spaltenfüllung „Möhren 19", auf die schon 1975 eingegangen wurde. Der größere Teil wurde jedoch in der Spalte „Möhren 20" (s. u.) gefunden. Alle Stücke werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt.

Der Beschreibung wird im folgenden die Terminologie der Zahnelemente von Tobien (1974, S. 111, 121) zugrundegelegt.

2. Die Spaltenfüllung „Möhren 20"

Die Spaltenfüllung „Möhren 20" wurde 1975 von Heissig entdeckt. Sie bildet die Westwand des am weitesten nördlich von Möhren (bei Treuchtlingen, Mittelfranken) gelegenen Bruches der Fa. Engelhardt, Blatt 7031, Treuchtlingen, r 44 17 110, h 54 23 420.

Die Fauna enthält als typisch unteroligozänes Element noch *Palaeotherium duvali* Pomel, daneben aber schon als mitteloligozäne Einwanderer *Sciurodon cadurcense* Schlosser, *Protapirus priscus* Filhol und *Paragelocus scotti* Schlosser. *Pseudosciurus suevicus* Hensel zeigt noch unteroligozänes Gepräge. Die Fauna ist daher, wie „Möhren 19", der Basis des Mitteloligozäns zuzuweisen.

3. *Shamolagus franconicus* (Heissig & Schmidt-Kittler 1975)

Gattung: *Shamolagus* Burke 1941

Diagnose: (nach Burke): Nahe verwandt mit *Mytonolagus*, aber weniger spezialisiert. M_2 deutlich größer als M_1, M_3 in der Größe P_4 nahekommend. Seitenwände der Backenzähne nicht so steil wie bei *Mytonolagus*. Protoconid des P_4 und M_1 nach oben verschmälert, nahe der Basis verstärkt und aufgebläht.

Typusart: *Sh. grangeri* Burke 1941

Art: *Shamolagus franconicus* (Heissig & Schmidt-Kittler 1975)
Desmatolgaus sp. — Lopez & Thaler 1975, S. 245, Abb. 1
Titanomys franconicus n. sp. — Heissig & Schmidt-Kittler 1975, S. 57—62, Abb. 1—3

Differentialdiagnose: Deutlich größer als *Shamolagus grangeri und Sh. medius*. P^3 mit weiter nach labial reichendem Anteroloph als bei *Sh. medius*. P^4 mit tiefer Innensynkline; M_3 deutlich kleiner als bei den anderen *Shamolagus*-Arten.

Maße (in mm): 3.1 Untere Backenzähne

	Länge basal	Länge Usurfl.	Breite max.	Höhe labial
D_3 dex. 1975 XXII 3	3,1	3,0	2,3	—
P_4 dex. 1975 XXII 2	3,15	2,95	3,3	—
M_2 dex. 1974 XXV 4	2,45	2,15	2,5	üb. 5
M_2 dex. 1975 XXII 1	2,5	2,4	2,65	—
M_3 dex. 1975 XXII 12	1,2	1,1	1,2	—

M_3 dex. (Möhren 20, 1975 XXII 12)

Der kleine Zahn ist einwurzelig und zweilobig. Hinter dem normal quer gedehnten Vorderlobus folgt ein schmaler, fast zylindrischer Hinterlobus. Das trennende Synklinid wird von hinten durch zwei Vorsprünge des Hinterlobus eingeengt, so daß eine zementgefüllte Grube umschlossen wird. Seine Öffnungen nach lingual und labial enthalten kaum Zement. Beide Öffnungen liegen hoch über der Basis, vor allem die linguale, die schon fast von der Abkauung erfaßt ist.

M_2 dex. (Möhren 19, 1974 XXV 4, Abb. 1, — Möhren 20, 1975 XXII 1, Abb. 2)

Beide Stücke sind erst schwach abgekaut, so daß die Hinterfalte soeben in die Kaufläche rückt. Der Zahn von Möhren 20 zeigt beginnende Bewurzelung, der von Möhren 19 ist im Wurzelbereich schwach abgerollt. Beide Zähne zeigen eine starke Krümmung der Krone nach hinten. Der Vorderpfeiler beider Zähne ist ein einfaches Prisma, auf dessen Vorderseite die Schmelzbasis hoch angehoben ist, bei dem Stück von Möhren 20 höher als bei dem anderen. Das Synklinid zwischen den Hauptloben enthält sehr wenig Zement, bei dem Zahn von Möhren 20 nur labial. Der Hinterlobus ist auf der Labialseite durch eine Kerbe vom Außensynklinid her eingeschnitten. Die Hinterfalte hat nur eine kleine freie Spitze und liegt dem Hinterlobus eng an. Die hintere Innenbucht ist sehr stark geneigt und reicht nur bis zur halben Höhe hinunter. Die hintere Außenbucht ist unbedeutend. Außen- und Innenkanten der Loben konvergieren deutlich nach oben.

P_4 dex. (Möhren 20, 1975 XXII 2, Abb. 3)

Der Zahn ist stark abgenutzt, zeigt aber noch eine deutliche hintere Innenbucht und einen Rest der hinteren Außenbucht. Dementsprechend ist der Zahn vollständig bewurzelt. Wie beim M_1 ist die Wurzel etwa doppelt so lang wie der Längsdurchmesser des Zahnprismas. Trotzdem zeigt der Zahn als einziger unterhalb der Schmelzbasis eine schwache Einengung, bevor die beiden Wurzeln, die sich erst weit unten trennen, wieder schwach divergieren. Weder Krone noch Wurzel sind gekrümmt. Auf der Rückseite des Vorderlobus tritt eine schwache Kante dem Hinterlobus gegenüber, die beim M_2 kaum angedeutet ist. In dem Synklinid ist nur wenig Zement eingelagert, vor allem labial, wo es breiter ist und basal durch einige Schmelzzapfen verschlossen wird. Die hier liegende Kerbe im Hinterlobus ist stark und reicht hinter dem Zapfen vorbei weiter herunter als das Synklinid selbst. Wie bei den M_2 zieht die hintere Innenbucht schräg zur Innenwand. Die hintere Außenbucht ist schwächer, zieht aber steil weit an der Hinterseite hinunter.

D_3 dex. (Möhren 20, 1975 XXII 3, Abb. 10)

Der Zahn ist stark abgenutzt, so daß Vorder- und Hinterlobus zusammenfließen. Ihre Verbindung liegt weit lingual. Trotzdem sind die Wurzeln kurz und schwach, so daß der Zahn nur als Milchzahn gedeutet werden kann. Besonders auffällig ist ein Element, das allen bisher beschriebenen unteren Zähnen fehlt, ein Vor-

derpfeiler, wie er bei den P_3 von *Piezodus* auftritt. Er hat einen runden Grundriß und ist, trotz der starken Abkauung vom Vorderlobus isoliert. Hinter dem Vorderpfeiler ist der Vorderlobus von vorn kräftig eingebuchtet. Auch Reste der labialen Kerbe im Hinterlobus, des Hinterpfeilers und der ihn begrenzenden Buchten sind noch erhalten. Alle diese Strukturen entsprechen den Molaren.

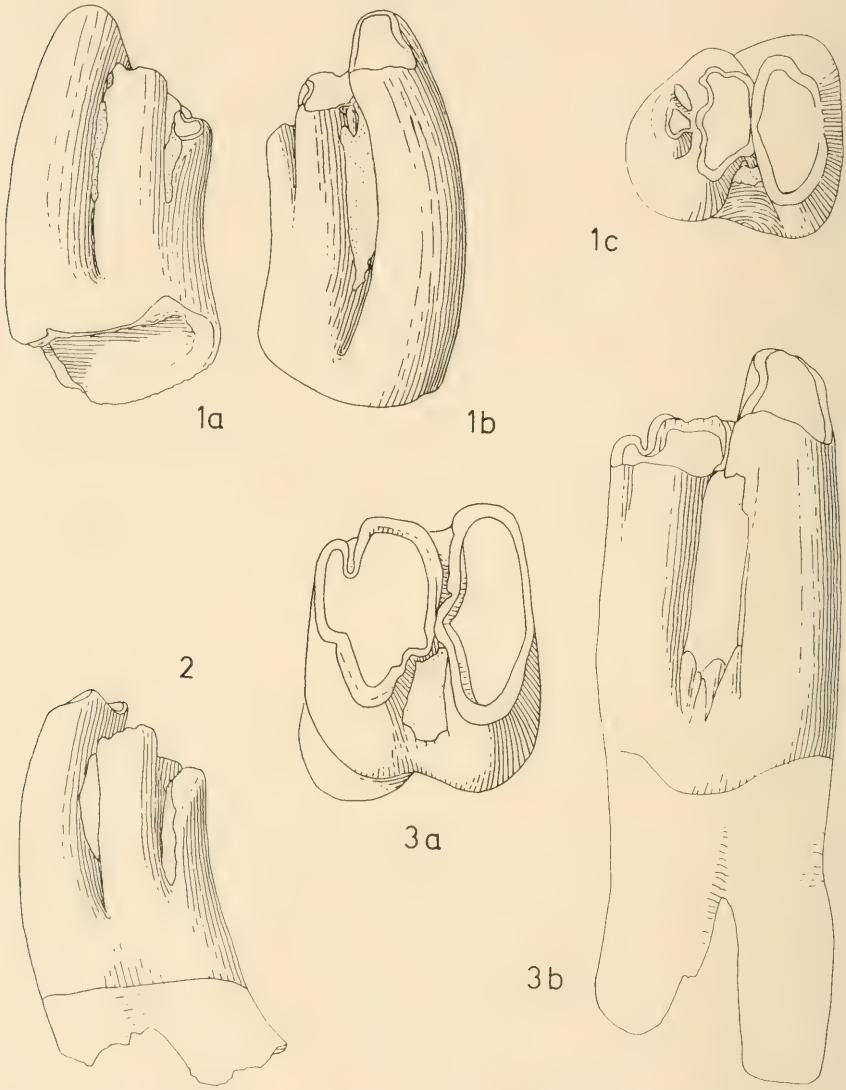


Abb. 1—3: *Shamolagus franconicus* (Heissig & Schmidt-Kittler). — Abb. 1. M_2 dex., Möhren 19, 1974 XXV 4, a. von lingual, b. von labial, c. von occlusal. — Abb. 2. M_2 dex., Möhren 20, 1975 XXII 1, von lingual. — Abb. 3. P_4 dex., Möhren 20, 1975 XXII 2, a. von occlusal, b. von labial. — Alle Abb. 10× nat. Größe.

3.2 Obere Backenzähne

Maße (in mm):

	Länge max.	Breite basal	Breite Usurfl.	Höhe lingual
P^2 sin. 1975 XXII 9	1,8	2,5	2,05	üb. 2
P^2 dex. 1975 XXII 8	1,7	2,4	1,9	—
P^3 dex. 1974 XXV 6	2,6	5,45	3,9	—
P^3 dex. 1975 XXII 7	2,95	6,5	(3,4)	5,35
P^4 sin. 1975 XXII 6	2,5	6,95	3,25	(5,8)
M^1 dex. 1974 XXV 5	2,4	6,2	4,75	—
M^1 dex. 1975 XXII 3	2,35	6,9	3,15	(5,9)
M^2 dex. 1975 XXII 5	2,15	5,45	2,95	5,2
D^3 dex. 1975 XXII 11	2,25	3,85	(2,9)	—
D^4 dex. 1975 XXII 10	—	4,5	3,2	—

M^1 (Möhren 19, dex. 1974 XXV 5, Abb. 7, — Möhren 20, dex. 1975 XXII 3, Abb. 6, sin. 1975 XXII 4)

Die Grundform der oberen Backenzähne entspricht der von Tobien (1974) von *Amphilagus* beschriebenen weitgehend. Die Zähne sind partialhypsodont; auch bei dem stark abgekauten Stück von Möhren 19 sind nicht alle Labialelemente in die Kaufläche einbezogen. Bei diesem Stück, das auch die vollständigste Bewurzelung hat, ist die Wurzel, im Gegensatz zur Bewurzelung der unteren Molaren, kaum stärker als bei *Amphilagus*. Die Krümmung der Krone und entsprechend auch die Hypsodontie der Lingualseite, ist geringer als bei dieser Gattung.

Die Kronenstruktur zeigt eine tiefe Innensynkline (Hypostria), die in Richtung auf die Wurzel wie bei *Amphilagus* tiefer wird und sich bei fortgeschrittener Abkauung abschnürt. Sie reicht weiter wurzelwärts als bei *Desmatolagus*. Der abgedämmte Teil ist seicht, so daß eine Schmelzinsel nur kurze Zeit besteht, ein Abkauungsstadium, das im vorliegenden Material nicht repräsentiert ist. Bei schwacher Abkauung ist eine leichte Abbiegung der labialen Spitze der Innensynkline nach hinten erkennbar. Hier kann vom hinteren Innenelement eine leichte Falte nach vorn streben. Der stark vertiefte Teil der Mittelsynkline bildet einen einfachen Bogen, dessen beide Arme sich stark verflacht nach labial öffnen.

Weniger symmetrisch ist das Mittelelement gebaut. Es besteht wie bei *Amphilagus* aus einer dicken Querleiste mit weit nach vorn verschobenem Kamm und einer schwächeren, nach hinten gerichteten Kante, die nach außen biegt und es so zum Bogen ergänzt. Der Vorderast ist immer mit dem mittleren Labialelement verbunden. Der Hinterast endet zunächst frei und verbindet sich bei stärkerer Abkauung mit dem Hintercingulum. Auf der Labialseite dominiert das vordere Labialelement, das im allgemeinen dick und selbständig ist, sich aber mit der Vorderwand verbindet. Es dringt als Wulst nach hinten lingual gegen die Mittelsynkline vor. Nur bei dem Stück 1975 XXII 4 ist dieser Höcker schlank und bildet lediglich den Außenpfeiler der Vorderwand. Das mittlere Labialelement bildet den Außenpfeiler des Mittelelements. Es kann durch eine Schwelle mit dem vorderen Labialelement verbunden sein.

Noch weiter hinten folgt am Hinterabhang des mittleren Labialelements ein noch schwächeres hinteres Labialelement, das vor der kurzen Außensynkline liegt. Die Homologisierung dieses Elements mit dem entsprechenden bei *Amphilagus* ist

fraglich. Der letzte Außenpfeiler ist das Ende des Hintercingulums, das sich bei wenig abgekauten Zähnen etwas nach vorn biegt und labial am Ende des Mittelelement-Hinterarmes vorbeizieht um über der hinteren Wurzel zu enden. Es ist gegenüber dem übrigen Cingulum meist etwas verstärkt.

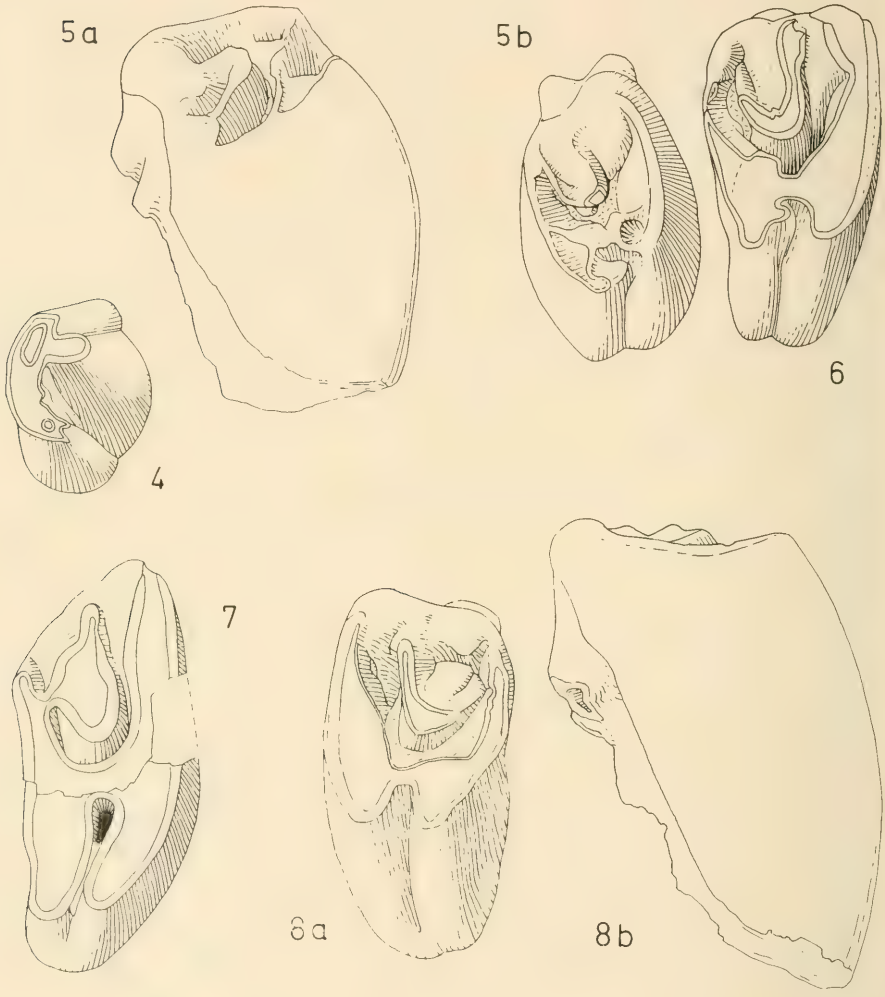


Abb. 4—8: *Shamolagus franconicus* (Heissig & Schmidt-Kittler). — Abb. 4. P^2 dex., Möhren 20, 1975 XXII 8, von occlusal. — Abb. 5. M^2 sin., Möhren 20, 1975 XXII 5, a. von distal, b. von occlusal. — Abb. 6. M^1 sin., Möhren 20, 1975 XXII 3, von occlusal. — Abb. 7. M^1 dex., Möhren 19, 1974 XXV 5, von occlusal. — Abb. 8. P^4 sin., Möhren 20, 1975 XXII 6, a. von occlusal, b. von distal. — Alle Abb. 10× nat. Größe.

M^2 sin. (Möhren 20, 1975 XXII 5, Abb. 5, vermutlich zum gleichen Individuum wie 1975 XII 3, Abb. 6)

Der Zahn entspricht im Grundplan dem M^1, von dem er sich durch geringere Größe und stärkere Verschmälerung nach hinten unterscheidet. Er zeigt keinerlei Abkauungsspuren. In der Anordnung seiner Kronenelemente weicht er wesentlich stärker vom M^1 ab als dies für den M^2 von *Amphilagus* oder *Desmatolagus* zutrifft. Das betrifft insbesondere die Lingualseite der Krone: Vom vorderen Innenelement zieht ein Längsgrat mit mehreren Zusatzfältchen etwa zur Mitte des Hintercingulums. Dieses setzt sich, durch eine leichte Kerbe abgesetzt, weiter nach innen, zum bogenförmig „selenodont" gebauten hinteren Innenelement fort. Der Vorderschenkel des Bogens springt als kräftige Falte gegen die hakenförmig nach hinten gebogene Innensynkline vor. Aus der konkaven Labialseite des Bogens springt eine kurze Leiste nach außen und verbindet sich mit dem oben beschriebenen Längsgrat. Auch das vordere Innenelement zeigt Ansätze zu „selenodontem" Bau. Sein Hinterschenkel geht einerseits in den Längsgrat weiter, andererseits springt er als kleines Fältchen labial über diesen vor.

Dem zweiten, kleineren Fältchen des Längsgrates tritt ein Fältchen vom Mittelelement gegenüber, so daß die Mittelsynkline zweigeteilt wird. Das Mittelelement ist schwach entwickelt und fällt steil nach hinten ab. Sein Hinterarm ist besonders scharf nach außen gebogen. Das mächtige vordere Labialelement ist durch einen hohen Wulst mit dem mittleren verbunden; die Mittelsynkline öffnet sich nicht nach außen. Nach hinten geht der Wulst weiter über ein kaum mehr spürbares hinteres Labialelement zu einem spitzen Zapfen, der die Mittelsynkline nach außen verschließt. Er muß wohl als selbständiger Außenpfeiler des Hintercingulums aufgefaßt werden, da dieses, wenn auch etwas abgesetzt, mit ihm verbunden ist. Eine eigentliche Außensynkline fehlt, da die Mittelsynkline zwischen Hintercingulum und Mittelelement noch weiter nach labial reicht als bei anderen Backenzähnen.

P^4 sin. (Möhren 20, 1975 XXII 6, Abb. 8)

Der mäßig abgekaute Zahn ist groß und, vor allem im Vergleich mit den Molaren, lang. Von den Unterschieden, die Tobien (1974, S. 114) als wesentlich zur Unterscheidung von P^4 und M^1 bei *Amphilagus* angibt, lassen sich nur die folgenden feststellen:

Außenelement und hinteres Labialelement sind beim P^4 stärker als bei den Molaren; Vorderwand und Außenkante des Zahnes bilden beim P^4 einen rechten, bei den Molaren einen spitzen Winkel. Hier ist vor allem das kräftige, zapfenförmige Außenelement interessant, das ähnlich wie beim M^2 entwickelt ist, hier aber weit vom Cingulum getrennt vor der Außensynkline liegt. Dazu kommt die etwas geringere Größe des M^1.

Alle anderen erwähnten Merkmale sind in ähnlicher Weise ausgebildet wie bei den Molaren, insbesondere die Innensynkline, die kaum schwächer ist als bei diesen.

Dagegen ist das Mittelelement schlanker und weniger stark gebogen als bei den Molaren. Sein Hinterarm ist kürzer und mehr nach hinten gerichtet. Sein Vorderarm erreicht das schwache mittlere Labialelement nicht. Eine weite Außensynkline öffnet sich, im Gegensatz zu den M^1, zwischen Hintercingulum und Außenelement, während sie bei *Amphilagus* stets vor dem Außenelement bleibt.

Zu ergänzen ist, daß die Innensynkline dieselbe Biegung nach hinten zeigt wie bei den Molaren. Die Mittelsynkline ist zwischen Mittelelement und hinterem In-

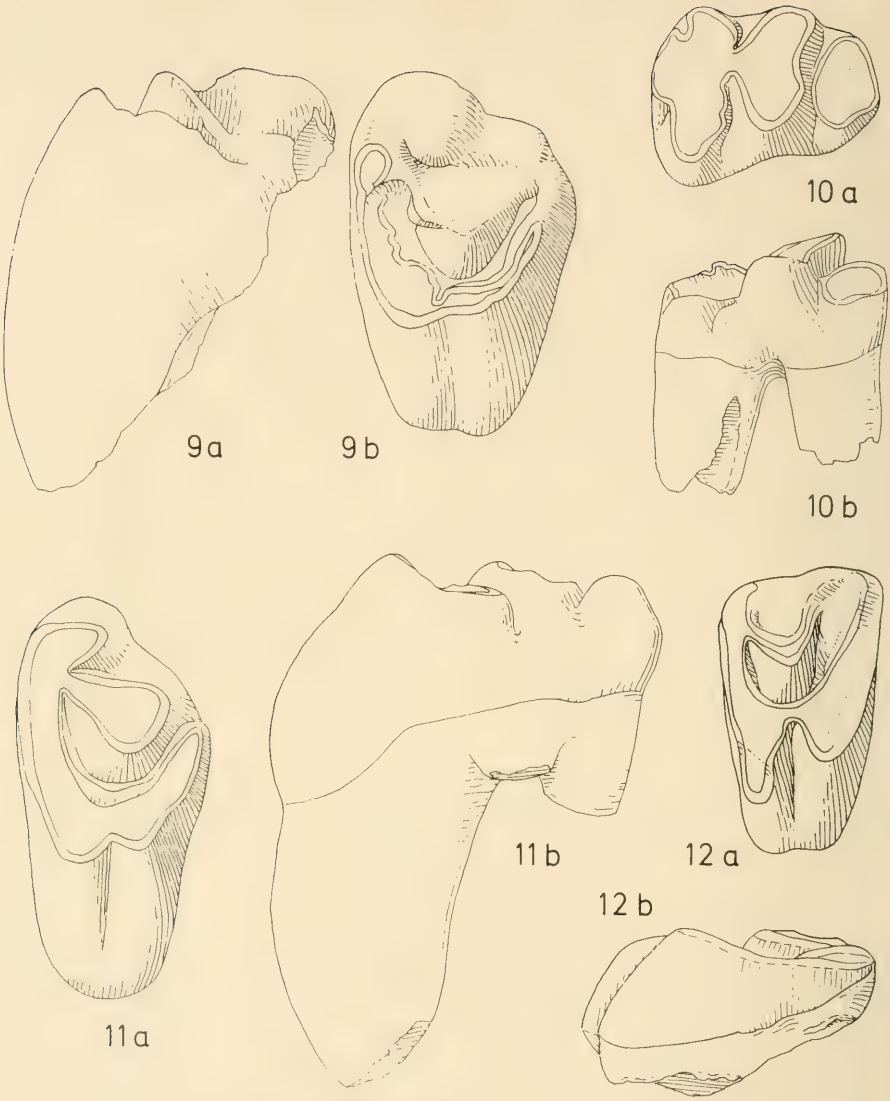


Abb. 9—12: *Shamolagus franconicus* (Heissig & Schmidt-Kittler). — Abb. 9. P^3 dex., Möhren 20, 1975 XXII 7, a. von vorn, b. von occlusal. — Abb. 10. D_3 dex., Möhren 20, 1975 XXII 3, a. von occlusal, b. von labial. — Abb. 11. P^3 dex., Möhren 19, 1974 XXV 6, a. von occlusal, b. von vorn. — Abb. 12. D^3 dex., Möhren 20, 1975 XXII 11, a. von occlusal, b. von vorn. — Alle Abb. 10× nat. Größe.

nenelement stark eingeengt. An dieser Stelle ist noch ein schwacher Sporn nach hinten, vielleicht ein Rest des Längsgrates zu beobachten. Von vorn labial dringt ein starker Wulst des vorderen Labialelements gegen die Mittelsynkline vor.

P^3 dex. (Möhren 19, 1974 XXV 6, Abb. 11, Möhren 20, 1975 XXII 7, Abb. 9)

Der Zahn von Möhren 19 ist stark abgekaut während der von Möhren 20 frisch ist. Der stark abgekaute Zahn zeigt eine massive Hauptwurzel die stärker ist als bei den Molaren. Der gegenüber *Amphilagus* geringere Hypsodontiegrad kommt bei beiden Zähnen darin zum Ausdruck, daß Schmelzbasis und Kaufläche in einem spitzeren Winkel zusammenstoßen als bei der genannten Gattung. Alle wesentlichen Abweichungen des Zahnes vom P^4 lassen sich als Reaktion auf die Verschmälerung nach vorn deuten; nur die sehr viel geringere Entwicklung der Innensynkline ist als Hinweis auf einen geringeren Molarisierungsgrad zu verstehen.

Die Vorderwand ist verkürzt, aber länger als bei *Amphilagus;* ein vorderes Labialelement fehlt. Das Mittelelement hat keinen Vorderarm, nur eine stumpfe, nach vorn gerichtete Kante. Ein mittleres Labialelement hat nur der frische Zahn, dem anderen fehlt es. Die Hinterecke der Außenwand ist dagegen stark entwickelt. Sie trägt wie beim P^4 einen spitzen Höcker, der vom Cingulum getrennt ist, aus dem aber kein hinteres Labialelement ausgegliedert ist. Die Außensynkline öffnet sich, wie bei *Amphilagus,* vor diesem Höcker. Das hintere Cingulum ist mit dem Hinterarm des Mittelelements verbunden und bildet an dieser Stelle eine geschlossene Schleife. Die Mittelsynkline ist daher hinten geschlossen, während sie vorn weit geöffnet ist. Sie ist, wie bei P^4 in der Mitte eingeengt.

P^2 (dex. Möhren 20, 1975 XXII 8, Abb. 4, sin, Möhren 20, 1975 XXII 9)

Der linke Zahn ist stark, der rechte mäßig abgenutzt. Beide Zähne werden von einer kräftig entwickelten Wurzel getragen, die nach hinten gekrümmt ist. Eine Partialhypsodontie ist nicht entwickelt. Die Krone ist stark gegen die Wurzel abgesetzt.

Die Krone besteht aus einer geschlossenen Hinterwand, von der nach vorn drei, durch zwei Synklinen getrennte Loben ausgehen. Diese entsprechen nach Tobien (1974, S. 109) dem Außen-, Mittel- und Innenelement. Die labiale der beiden Synklinen verflacht sich rasch nach basal, so daß sie bei dem stärker abgekauten Stück nicht mehr erhalten ist. Das weniger abgekaute Stück läßt zudem eine größere Schmelzinsel in der Hinterwand hinter dem Mittellobus erkennen. Außerdem ist der Innenlobus in zwei zarte Kanten aufgespalten. Hinter der Spaltung liegt eine kleine, eben noch erhaltene Schmelzinsel.

D^4 dex. (Möhren 20, 1975 XXII 10)

Der mäßig abgekaute Zahn unterscheidet sich von den M^1 in erster Linie durch die geringere Ausbildung der Partialhypsodontie und damit durch den rascheren Verlust der Außenelemente. Im Bereich der Hinteraußenecke ist er beschädigt. In der Innensynkline, die weiter ist als bei den Molaren, tritt basal ein freistehender Schmelzzapfen auf.

D^3 dex. (Möhren 20, 1975 XXII 11, Abb. 12)

Der Zahn ist etwas stärker abgekaut als der D^4 und zudem noch etwas abgerollt. Er ist etwas kleiner; der Winkel zwischen Vorder- und Außenseite des Zahnes ist stumpfer. Die Kronenstruktur gleicht den Molaren; Hypsodontie und Schmelzstärke sind geringer. Die Innensynkline ist enger und tiefer als beim D^4.

4. Diskussion

Die anfängliche Zuordnung der Art *franconicus* zu den Ochotoniden, die sich auf die Merkmale des P^3 stützte, kann nach dem Fund von M_2 und M_3 nicht mehr aufrecht erhalten werden. Diese sind gut entwickelt und sichern, gemeinsam mit den übrigen Primitivmerkmalen, die Zugehörigkeit zu den Palaeolaginae. Auf dem heutigen Kenntnisstand sind zu dieser Ausgangsgruppe der Lagomorphen an alttertiären Formen die amerikanischen Gattungen *Palaeolagus*, *Mytonolagus*, *Litolagus* und *Megalagus* sowie die asiatischen Genera *Lushilagus*, *Shamolagus*, *Gobiolagus* und — nach der Revision durch Sych (1975) — *Desmatolagus* zu stellen.

Litolagus Dawson und *Palaeolagus* Leidy erweisen sich durch ihre stärkere Hypsodontie und Zementeinlagerung im Verhältnis zur Art *franconicus* als progressiver. Zugleich weichen die P^3_3 durch ihre stärkere Molarisierung ab. Ein engerer Vergleich mit *Gobiolagus* Burke ist aufgrund dessen besonderer Spezialisierung (Verlust der Innensynklinalen der unteren Backenzähne) nicht möglich. Die amerikanische Gattung *Mytonolagus* Burke kommt für eine Zuordnung wegen der Verschmelzung der beiden Außenwurzeln bei P^3 und P^4 ebenfalls nicht in Frage. *Megalagus* Walker und *Desmatolagus* Matthew & Granger haben beide einen viel kürzeren P_3. *Megalagus*, dem die vorliegende Art in der Größe nahekommt, hat einen weniger molarisierten P^4. *Desmatolagus robustus*, nicht aber *D. gobiensis*, hat einen stärker reduzierten M_3. Die weitgehendsten Übereinstimmungen ergeben sich beim Vergleich der Art *franconicus* mit dem Genus *Shamolagus* Burke. Sie beruhen in erster Linie auf der geringen Reduktion der P_3. Die oberen Prämolaren sind aber stärker molarisiert als bei *Lushilagus* Li Chuan Kuei, der als primitivere und gegenüber *Shamolagus* stratigraphisch ältere Form mit der Art *franconicus* ebenfalls nicht in engere Beziehung gebracht werden kann.

Innerhalb der *Shamolagus*-Arten zeichnet sich *franconicus* durch seine besondere Größe aus, die *Megalagus* nahekommt. Das Antercloph des P^3 ist länger als bei *Shamolagus medius* Burke, worin sich eine stärkere Molarisierungstendenz ausdrückt. In dieselbe Richtung weist die gut ausgeprägte Innensynklinale des P^4, ein Merkmal, das innerhalb der alttertiären Palaeolaginae nur *Palaeolagus* und *Litolagus* zukommt. Auch der untere P_3 zeigt durch seine deutliche Differenzierung in einen Trigonid- und einen Talonidabschnitt einen höheren Molarisierungsgrad als *Shamolagus medius* an. Der M_3 von *franconicus* ist wie bei *Desmatolagus gobiensis* einwurzelig und zweilobig, also stärker reduziert als bei beiden *Shamolagus*-Arten. Auch der M_2 ist etwas verkleinert. Damit stellt sich *Shamolagus franconicus* aufgrund seiner Merkmale als ein oligozäner Nachfahr der eozänen *Shamolagus*-Arten Asiens dar. Ob er als progressivere Form überhaupt noch in den Rahmen der Gattung paßt oder letztlich einem neuen Genus zuzuweisen ist, kann nur vollständigeres Material zeigen. Nachdem die Art inzwischen auch von einer zweiten Fundstelle Süddeutschlands nachgewiesen und zusammen mit dem neuen Material von der Typuslokalität mit über 20 Einzelzähnen belegt ist, muß sie zumindest kurzzeitig (in der Zeit unmittelbar im Anschluß an die „Grande Coupure") verhältnismäßig häufig gewesen sein.

Burke, J. J., 1934: *Mytonolagus* a new leporine genus from the Uinta Eocene series in Utah. — Ann. Carnegie Mus., **23**, 399—420, Taf. 50, Pittsburgh.

Burke, J. J., 1941: New fossil Leporidae from Mongolia. — Am. Mus. Novit., **1117**, 23 S., 9 Abb. New York.

Chuan-Kei, L., 1965: Eocene Leporids of North-China. — Vertebr. Palas., **9**, 23—36, 1 Abb., 1 Taf., Peking.

Dawson, M. R., 1958: Later tertiary Leporidae of North America. — Univ. Kansas Paleont. Contrib., **6**, 1—75, Taf. 1—2, 39 Abb., Lawrence.

Dawson, M. R., 1970: Paleontology and Geology of the Badwater creek area, central Wyoming, 6. The leporid *Mytonolagus* (Mammalia, Lagomorpha). — Ann. Carnegie Mus., **41**, 7, 215—230, 27 Abb., 3 Tab., Pittsburgh.

Lopez, N. & Thaler, L., 1975: Sur le plus ancien Lagomorphe européen et la grande coupure oligocène de Stehlin. — Palaeovertebrata, **6**, 3—4, 243—251, 1 Abb., Montpellier.

Matthew, W. D. & Granger, W., 1923: Nine new Rodents from the Oligocene of Mongolia. — Am. Mus. Novit., **102**, 1—10, 12 Abb., New York.

Sych, L., 1975: Lagomorpha from the Oligocene of Mongolia. — Palaeontologia Polonica, **33**, 183—200, Taf. 51—54, Warschau.

Tobien, H., 1974: Zur Gebißstruktur, Systematik und Evolution der Genera *Amphilagus* und *Titanomys* (Lagomorpha, Mammalia) aus einigen Vorkommen im jüngeren Tertiär Mittel- und Westeuropas. — Mainzer geowiss. Mitt., **3**, 95—214, 96 Abb., 7 Tab., Mainz.

Walker, M. V. 1931: Notes on North-American fossil Lagomorphs. — The Arend, **2**, 4, 227—240, 1 pl.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 95—98 München, 25. 10. 1976

Die systematische Stellung von *Acoropsis* Conwentz, einer fossilen Aracee aus dem Bernstein

Von Josef Bogner[1])

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung

H. Conwentz beschrieb 1886 die Gattung *Acoropsis* und hat sie als eng verwandt mit *Acorus* L. (Araceae — Pothoideae) betrachtet. Doch durch das Fehlen der Tepalen kann das Fossil der rezenten Gattung nicht nahe stehen. *Acoropsis* gehört zweifellos in die Tribus Monstereae (Araceae — Monsteroideae), wo nackte Blüten vorkommen. *Acorus minor* Conwentz bzw. *Acoropsis minor* (Conwentz) Conwentz wurde bereits früher als *Carex eximia* Goeppert et Menge beschrieben und aus diesem Grunde ist die Neukombination *Acoropsis eximia* (Goeppert et Menge) Bogner erforderlich.

Summary

The systematic position of *Acoropsis* Conwentz, a fossil aroid from the amber

In 1886 the genus *Acoropsis* was described by H. Conwentz as a close relative of *Acorus* L. (Araceae — Pothoideae). But the fossil lacks the tepals and for this reason it cannot be equated with this recent genus. *Acoropsis* belongs without doubt to the tribe Monstereae (Araceae — Monsteroideae), where naked flowers are present. *Acorus minor* Conwentz respectively *Acoropsis minor* (Conwentz) Conwentz was earlier described as *Carex eximia* Goeppert et Menge and therefore the new combination *Acoropsis eximia* (Goeppert et Menge) Bogner is required.

H. Conwentz (1886) hat in seiner Bearbeitung der Angiospermen des Bernsteins eine neue Gattung der Araceae, *Acoropsis* Conw., aufgestellt und glaubte an eine nähere Verwandtschaft mit *Acorus* L. Er weist jedoch darauf hin, daß die Tepalen an den Früchten von *Acorus* stets deutlich erkennbar sind, während sie an dem Einschluß durchaus fehlen. Weiter bemerkt er, daß es ihm nicht gelang, eine andere Aracee ausfindig zu machen, mit welcher der fossile Rest eine größere Übereinstimmung besitzt. Anfangs hielt Conwentz (in Schenk [1885]) das Fossil für einen Vertreter der Gattung *Acorus* selbst, doch die spätere Kenntnis der

[1]) J. Bogner, Gartenoberinspektor am Botanischen Garten München, Menzinger Str. 63, 8000 München 19.

Früchte veranlaßte Conwentz (1886) bereits ein Jahr später, dafür eine eigene Gattung zu beschreiben. Auch Engler (1905) hält es für nicht wahrscheinlich, daß dieser fossile Fruchtstand zu *Acorus* gehört.

Das Fehlen der Blütenhüllblätter (Tepalen) stellt ein äußerst wichtiges Merkmal dar. Da *Acorus* Blüten mit einem Perigon aus 6 Tepalen besitzt und man diese auch noch bei den Früchten deutlich sehen kann, spricht das gegen eine nähere Verwandtschaft von *Acoropsis* und *Acorus*. Die Beeren von *Acorus* sind oben gerundet und mit einem rundlichen Narbenrest versehen, während *Acoropsis* Früchte mit einer kegelförmigen Spitze hat. Wenn auch die Größe des fossilen Fruchtstandes nahezu mit *Acorus gramineus* Ait. übereinstimmt, worauf schon Conwentz (1886) hinweist, so gibt es doch auch, allerdings sehr wenige Arten bei den Monstereae (*Rhaphidophora* Hassk., *Stenospermation* Schott) mit annähernd so kleinem Spadix, aber Blüten ohne einen sich verjüngenden Griffel. Andererseits kommt bei *Monstera subpinnata* (Schott) Engl. ein der *Acoropsis* ähnlicher Griffel vor, doch ist diese Art in allen Teilen sehr viel größer. Es wäre jedoch falsch annehmen zu wollen, das Fossil sei mit einer rezenten Art als identisch zu betrachten. Jedoch kann

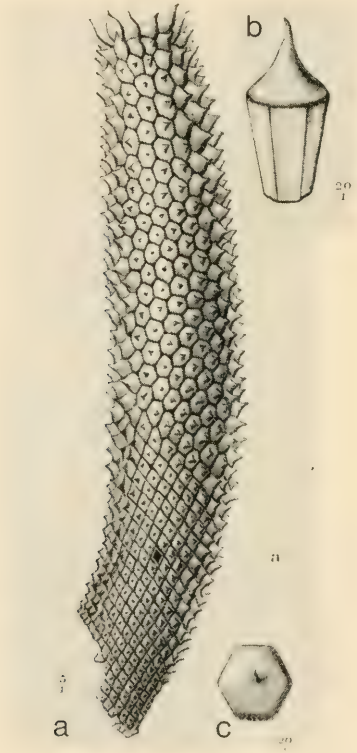


Abb. 1: *Acoropsis eximia* (Goeppert et Menge) Bogner. — a Fruchtstand, bei a ist eine Beere herausgefallen (5×); b einzelne Beere von der Seite (20×); c Beere von oben (20×). a—c aus Conwentz 1886.

eine Zugehörigkeit zu den Monstereae als gesichert gelten, da kein Grund gegen eine solche systematische Stellung besteht. Ferner muß eine Verwandtschaft mit *Carex* L. (Cyperaceae) ausgeschlossen werden; denn ursprünglich haben Goeppert und Menge (1853) das Fossil als einen Vertreter dieser Gattung beschrieben (vgl. Conwentz [1886] p. 12). Bei *Carex* stehen die Blüten in den Achseln von Tragblättern und der Utriculus ist oben offen, aber davon kann man bei *Acoropsis* nichts feststellen.

Bei *Acoropsis* liegen Früchte vor, die aus nackten Blüten hervorgegangen sind. Solche finden wir u. a. bei der Tribus Monstereae und deren Gattungen haben Beerenfrüchte, die sehr gut mit denen von *Acoropsis* übereinstimmen, wie ich bereits dargelegt habe. Da es sich aber bei *Acoropsis* nur um einen Fruchtstand mit Beeren handelt und keine Samen oder gar Blüten bekannt sind, läßt sich das Fossil nicht in eine rezente Gattung der Monstereae einordnen. Deshalb behält man vorteilhafter *Acoropsis* als eigene Gattung bei.

Ferner ist bemerkenswert, daß verschiedentlich fossile Samen in Asien und Europa gefunden wurden, die man zu *Epipremnum* Schott, einer rezenten Gattung der Monstereae, gestellt hat (Dorofeev 1963, Orlow 1963, Reid 1915). Andererseits konnte auch die Gattung *Acorus* fossil belegt werden. Heer (1870) hat *Acorus brachystachys* Heer aus Spitzbergen beschrieben, N. Katz, S. Katz & Kipiani (1965) Früchte und Samen von *Acorus calamus* L. sowie *Acorus procalamus* Nikit. aus der Sowjetunion.

Dasselbe Fundstück von *Acoropsis minor* Conw. haben jedoch schon früher Goeppert und Menge (1853) als *Carex eximia* Goeppert et Menge gültig veröffentlicht. Nach Artikel 55 des International Code of Botanical Nomenclature muß aber das specifische Epitheton beibehalten werden, wenn eine Art ohne Änderung der Rangstufe in eine andere Gattung versetzt wird. Dadurch ergibt sich folgende Neukombination:

Acoropsis eximia (Goeppert et Menge) Bogner comb. nov.

Carex eximia Goeppert et Menge, Monatsber. Königl. Akad. Wissensch. Berlin 1853: 459 (1853). *Acorus minor* Conwentz in Schenk, Palaeophytologie: 378 (1885). *Acoropsis minor* (Conwentz) Conwentz, Flora des Bernsteins 2: 12, t. 1, f. 14—17 (1886).

Fruchtstand ± zylindrisch, 20 mm lang und 2,5 mm mittlerer Durchmesser, sich etwas nach oben verjüngend. Beeren länglich, unten etwas verjüngt, ca. 1,2 mm hoch, ca. 0,5 mm größter Durchmesser, in einen spitzen Kegel ausgezogen, dessen Höhe etwa dem Querdurchmesser gleichkommt; Querschnitt der Beeren rhombisch oder fünf- bis sechsseitig, diese gedrängt in spiraliger Anordnung stehend. Tepalen an den Beeren fehlend.

Bisher ist nur ein einziger Fund aus dem baltischen Bernstein bekannt.

Das Original befand sich nach Conwentz (1886) im Westpreußischen Provinzial-Museum zu Danzig, ist aber heute verschollen. Trotz Unterstützung von verschiedenen Herren konnte ich das Original nicht ausfindig machen. Aber Conwentz (1886) hat eine gute Beschreibung und eine ausgezeichnete Abbildung des Fossils gegeben; auch eine wiederholte Untersuchung könnte kaum neue Details liefern.

Herrn Dr. M. Madison, The Marie Selby Botanical Gardens, Sarasota, Florida und Herrn Dr. D. H. Nicolson, Smithsonian Institution, Washington, D. C., möchte ich für die kritische Stellungnahme zu vorliegender Arbeit recht herzlich danken.

Literaturverzeichnis

Conwentz, H., 1886: Die Flora des Bernsteins. Band 2: Die Angiospermen des Bernsteins. — Danzig.

Dorofeev, P. I., 1963: The Tertiary Floras of Western Siberia. — Moskau u. Leningrad (Russ.).

Engler, A., 1905: Araceae — Pothoideae. — In Engler, A., Das Pflanzenreich IV. 23 B (Heft 21). Leipzig.

Engler A. und Krause, K., 1908: Araceae — Monsteroideae und Araceae — Calloideae. — In Engler, A., Das Pflanzenreich IV. 23 B (Heft 37). Leipzig.

Goeppert, H. R. und Menge, A., 1853: Über die Bernsteinflora. — Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

Heer, O., 1870: Die miocene Flora und Fauna Spitzbergens. — Kongl. Svenska Vetensk. Akad. Handl., **8** (7): 1—98, t. 1—16.

Katz, N. Ja., Katz, S. V. and Kipiani, M. G., 1965: Atlas and Keys of Fruits and Seeds occuring in the Quaternary Deposits of the USSR. — Moskau (Russ.).

Kirchheimer, F., 1957: Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit. — Halle.

Madison, M. and Tiffney, B. H., 1976: The seeds of the Monstereae: their morphology and fossil record. — J. Arnold Arboretum **57**: 185—201, t. 1—3.

Orlow, Yu. A., 1963: Grundlagen der Paläontologie. **15**: Gymnospermae und Angiospermae, herausg. von A. L. Takhtajan, V. A. Vachremeev und G. P. Radchenko. — Moskau (Russ.).

Reid, C. and Reid, E. M., 1915: The Pliocene Floras of the Dutch-Prussian Border. — Med. Rijksopsporing van Delfstoffen No. 6. The Hague.

Schimper, W. Ph. und Schenk, A., 1879—1890: Palaeophytologie. — In Zittel, K. A., Handbuch der Palaeontologie, 2. Abt. München u. Leipzig.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 99—104 München, 25. 10. 1976

Utricularia-Turionen (Winterknospen) aus dem Interglazial von Zeifen/Oberbayern

Von Walter Jung[1])

Mit 1 Abbildung und Tafel 6—8

Zusammenfassung

Unter den vielen Tausend pflanzlicher Großreste aus dem letztinterglazialen Seeton von Zeifen/Oberbayern fand sich eine kleine Anzahl stark behaarter, knospenartiger Gebilde, welche erst jetzt als Turionen einer *Utricularia*-Art (sehr wahrscheinlich *U. australis* R. Br.) erkannt werden konnten. Es ist dies überhaupt wohl der erste Fossilnachweis solcher Überwinterungsorgane.

Summary

In the Eemian of Zeifen/southern Bavaria a number of hairy bud-like subjects was found some years ago. But now it was possible to determinate these fossils as winter-buds (turions) of the genus *Utricularia* L. That may be the first evidence of those plant fossils.

Bei der paläobotanischen Bearbeitung der Magnofossilien aus der interglazialen Kalkgyttja von Zeifen/Oberbayern (Jung, Beug & Dehm 1972) blieb unter den Zehntausenden von Resten ein verhältnismäßig kleiner Prozentsatz unbestimmbar. Teils waren diese Fossilien sehr schlecht erhalten, teils fehlten die für eine einwandfreie Bestimmung wichtigen Merkmale. Vor allem derartig erhaltene Unika entzogen sich einer Ansprache. Ein Typ war unter diesem indeterminablen Material jedoch, auf den all diese Einschränkungen nicht zutrafen: Es lagen davon über zwei Dutzend Specimina vor, die Fossilien zeichneten sich durch eine vorzügliche Erhaltung aus und das Aussehen war überaus charakteristisch.

Ihr auffälligstes Merkmal war die dichte, beinahe filzige Bedeckung mit gelblich-weißen Haarbüscheln (Taf. 6—8). Der Aufbau aus kleinen Schüppchen verlieh den im Mittel 3—4 mm, maximal 5 mm großen, rundlich-ovalen Resten ein knospenähnliches Aussehen. In vielen Fällen war an der Basis ein Stielchen zu erkennen (Taf. 6/2). Da jedoch keines der in Zeifen durch Pollen, Samen, Früchte oder Blätter nachgewiesenen Gehölze derartige Knospen besaß, gelang die systematische Zu-

[1]) Prof. Dr. W. Jung, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Abteilung für Paläobotanik, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

ordnung nicht. Das Vorkommen von winzigen, beinahe kreisrunden Gebilden (Taf. 7/1) an einer der „Knospen" machte das ganze noch unerklärlicher. Für eine Zugehörigkeit zur Gattung *Quercus*, bei der bekanntermaßen verbreitet Büschelhaare auftreten und welche um Zeifen während des letzten Interglaziales zeitweise häufig gewesen sein muß, fehlten andere unzweifelhafte Hinweise.

Das Hinzuziehen versierter Fachkollegen aus der Rezentbotanik zeitigte ebenfalls kein Ergebnis. Daher blieben die Gebilde in der oben bereits zitierten Monographie über das Zeifener Interglazialvorkommen unerwähnt. Jedoch bedeutete dies nicht ein Aufgeben der Bestimmungsversuche. Eine erneute Mazeration eines Exemplars brachte die Erkenntnis, daß die Einzelschuppen nicht ungeteilt, sondern palmat eingeschnitten sind und die zwei- bis zehngliedrigen Haarbüschel an den Rändern der länglich-linealen Blattsegmente stehen (Abb. 1).

Ausgehend von der Überlegung, daß unter den krautigen Pflanzen vor allem Wasserpflanzen häufig zerschlitzte Blätter aufweisen, führte das Durchmustern der europäischen Flora zur Gattung *Utricularia* L. Bei dieser kommen sogenannte „Hibernakeln" vor, knospenartig gestauchte Sproßabschnitte, welche zum Überdauern der winterlichen Jahreszeit oder anderer ungünstiger Lebensabschnitte dienen. Diese auch „Turionen" genannten Organe werden wenigstens für einen Teil der europäischen Arten als stark behaart beschrieben (Glück 1936, S. 432 ff., Casper 1974, S. 506 ff.). Ein Vergleich mit rezentem Herbarmaterial in der Botanischen Staatssammlung zu München ergab dann Gewißheit: Die Fossilien aus dem Zeifener Interglazial sind tatsächlich Turionen eines Wasserschlauches. Die oben angesprochenen „winzigen, beinahe kreisrunden Gebilde" sind Fangblasen-Rudimente.

Etwas schwierig gestaltete sich die Spezies-Bestimmung. Nicht nur die allbekannte Vielgestaltigkeit der vegetativen Organe bei Wasserpflanzen, sondern auch

Abb. 1: *Utricularia australis* R. Br., palmates Schuppenblatt einer Winterknospe mit Haarbüscheln; Riß/Würm-Interglazial von Zeifen/Obb.; ×35 (1962 VII 74).

der Umstand war hinderlich, daß zwar in den Beschreibungen Form, Größe und Behaarung der Turionen vermerkt sind, diese Merkmale aber nur ganz selten als Diagnostica für die Arttrennung gebraucht werden.

Zunächst kommen von den sechs europäischen Arten mit Winterknospen — mit dem Vorkommen außereuropäischer Arten braucht im letzten Interglazial in aller Regel nicht gerechnet zu werden — *U. minor* und *U. bremii* keinesfalls in Betracht. Ihre Turionen sind kahl. Von den verbleibenden zeichnet sich *U. intermedia* durch rundliche, gekerbte Knospenblättchen mit auffallend breiten Endsegmenten aus. Da an unserem Material die Blattabschnitte deutlich länglich, die Blättchen insgesamt tief geteilt sind, scheidet auch diese Art aus. Gleiches ist zu sagen von *U. ochroleuca*, deren Hibernakeln zwar in der Größe entsprächen, aber rundlich-kugelig sind. Außerdem sind auch hier die Blättchen nur eingekerbt. Zudem tragen nach Glück (1906, S. 126), dem wir die umfassendste Erörterung unseres Themas verdanken, die Haarpapillen dieser Art maximal nur 7 Trichome, im Mittel deren 5. Somit blieben für einen Vergleich mit dem Fossilmaterial nur mehr die zwei restlichen Arten *U. vulgaris* und *U. australis* übrig. Freilich werden mitunter, vor allem in älterer Literatur, beide Arten nicht als spezifisch verschieden angesehen. Demzufolge behandelt auch Meister (1900, S. 12) in seinem Bestimmungsschlüssel für *Utricularia*-Turionen beide Arten zusammen, so daß sein Schlüssel hier nicht weiterführt. Es standen deshalb wiederum fast nur die Angaben bei Glück (1906) als Bestimmungsgrundlage zur Verfügung. Nach ihm lassen sich in der Größe, in der Zahl der „Stachelhärchen" je Büschel und in der Form der Blättchensegmente Unterschiede zwischen den zwei genannten Arten feststellen.

Am häufigsten wird auch von anderen Autoren die Größe als Unterscheidungsmerkmal genannt. So schreibt Glück (S. 111) über die Winterknospen von *U. australis:* „Die Turionen selbst sind denen von *Utricularia vulgaris* habituell ähnlich, aber im Durchschnitt, wie mir scheint, kleiner". Nach ihm schwankt bei *U. australis* der Wert für den größten Turio-Durchmesser zwischen 1,8 und 18 mm, bei *U. vulgaris* zwischen 3 und 18 mm. Während sich bei anderen Autoren, z. B. bei Abromeit (1938, S. 580) ähnliche Aussagen finden, erscheinen anderswo, z. B. bei Seithe (1972, S. 1339), die Größendifferenzen weniger relevant; ja sogar umgekehrte Angaben, wie in der „Illustrierten Flora von Mitteleuropa" (Casper 1974, S. 540; Druckfehler?) sind zu lesen. Die für das Interglazial-Material gefundenen Werte der 19 meßbaren Hibernakeln liegen zwischen 2 und 5 mm, sprechen demnach — folgt man Glück als dem erfahrensten Gewährsmann — für *U. australis*. Ebenso verhält es sich bei der Zahl der Haare je Papille. Glück nennt hierfür bei *U. australis* die Maximalzahl 13, bei *U. vulgaris* aber nur 6. Die beigegebenen Abbildungen lassen deutlich erkennen, daß die Turionen aus dem interglazialen See von Zeifen bis 10 Haare je Büschel besitzen (Taf. 8). Hinsichtlich der Form der Blättchensegmente ist zu konstatieren, daß diese bei *U. australis* und dem fossilen Wasserschlauch länglich-lineal und apikal zugespitzt sind, bei *U. vulgaris* (Glück 1906, Luther 1939/40) dagegen stumpf enden. Unglücklicherweise kann gerade hier das Herbarmaterial aus der Bayerischen Staatssammlung wenig helfen. Erstens liegt von *U. australis* zu wenig reifes Turionenmaterial vor; zweitens ist auf ältere Bestimmungen z. T. nicht Verlaß, weil beide zur Diskussion stehende Arten recht häufig miteinander verwechselt wurden (Poeverlein 1913/1914, Tayler 1972).

So ist das Ergebnis der morphologischen Analyse, daß mit großer Wahrscheinlichkeit die Fossilreste zu *U. australis* gehören.

Es wäre jetzt noch zu prüfen, ob vielleicht die Vergesellschaftung der fossilen *Utricularia* und der Zeitpunkt ihres Auftretens während des Interglazials sich als zusätzliche Bestimmungshilfe anbietet. Es ist doch nämlich sehr auffällig, daß im Material der Grabung 1963, bei der die horizontierte Probenentnahme am weitgehendsten differenziert war, von insgesamt 15 gefundenen Turionen 9, das sind 60 %, aus der Profilzone II stammen, also aus dem ältesten Abschnitt der Birken-Kiefernzeit, daß ferner dem Abschnitt der Birken-Kiefer-Dominanz insgesamt (Profilzonen II—IV) sogar 80 % aller *Utricularia*-Nachweise aus dem Material 1963 und 1962 zugehören. Aus jüngeren Abschnitten als der älteren Eichen-Mischwald-Zeit (Profilzonen V u. VI) liegen dagegen gar keine Funde vor. Dies ist ein Verhalten, wie wir es auch für *Tilia tomentosa* und *Crataegus pentagyna* gefunden haben (Jung, Beug & Dehm 1972, S. 94/95). Es scheint weiterhin bedeutungsvoll, daß unter den mit *Utricularia* zugleich nachgewiesenen Hydrophyten die Arten *Potamogeton natans* und *Najas intermedia* ebenfalls das Maximum ihres interglazialen Auftretens in der Birken-Kiefern-Zeit haben (Jung, Beug & Dehm, Abb. 5). Aus dieser Tatsache hat der Verfasser u. a. eine größere Nährstoffarmut des frühen Zeifener Interglazialsees abgeleitet. Von den in Frage kommenden Wasserschlaucharten verträgt aber *U. australis* anscheinend am ehesten oligotrophe und alkalische Wasserverhältnisse (Luther 1938/40, Ellenberg 1963, S. 390, Casper 1974). Eine Bestimmung als *U. australis* würde ferner die in der Gegenwart auffällige Bindung dieser Art an *Potamogeton natans* (Casper, S. 541) nahelegen.

Besonders muß in diesem Zusammenhang aber darauf hingewiesen werden, daß gerade der früheste Interglazial-Abschnitt von Zeifen anscheinend durch hohe Sommertemperaturen (Vorkommen von *Tilia tomentosa!*), damit durch eine hohe sommerliche Erwärmung des Wassers gekennzeichnet war. Und Meister (1900) hält *U. australis* geradezu für eine bloße Warmwasserform der *U. vulgaris!* Dieses Wärmebedürfnis kommt auch in der heutigen europäischen Gesamtverbreitung von *U. australis* zum Ausdruck. Ihr Arealschwerpunkt liegt im südlichen Mitteleuropa, in Süd- und Westeuropa. Unsere Pflanze reihte sich damit ein in die Gruppe der für Zeifen nachgewiesenen subatlantisch-submediterranen Elemente (Jung, Beug & Dehm 1972, S. 86). Auch auf der Basis der geobotanischen Analyse ist also der Wasserschlauch von Zeifen am ehesten als *Utricularia australis* R. Br. (= *U. neglecta* Lehm.) zu bestimmen.

Die Anzahl der für das Interglazial von Zeifen festgestellten Arten bzw. Gattungen erhöht sich jetzt auf 184, die der nachgewiesenen Angiospermenfamilien auf 58.

Soweit zu sehen, ist der hier mitgeteilte Fund von *Utricularia*-Hibernakeln der erste Fossil-Nachweis solcher Organe. In der Literatur werden fast ausschließlich nur quartäre Pollenfunde mitgeteilt (fide Straka in Casper). Ein angeblich „altdiluvialer" Rest aus Norddeutschland, wohl ein mit Fangblasen besetzter vegetativer Sproß, fand zwar Berücksichtigung im „Lehrbuch der Paläobotanik" von H. Potonié (1921, S. 403), wurde von da — ebenfalls ohne nähere Ortsangabe — in die neuere Literatur übernommen, ließ sich aber auch mit Hilfe der zentralen Göttinger „Kartei für die vegetationsgeschichtliche Kartierung" nicht lokalisieren und überprüfen (Mitteilung Prof. H.-J. Beug, Göttingen).

Für die Bereitschaft, bei der Bestimmung des Zeifener Dubiums zu helfen, danke ich folgenden Kollegen: Th. Eckhardt (Berlin), K. Mägdefrau (seinerzeit Tübingen, jetzt Deisenhofen b. München), H. Merxmüller (München) und J. Poelt (seinerzeit Berlin,

jetzt Graz); für anderweitige Hilfe bin ich Prof. Dr. H.-J. Beug (Göttingen) verpflichtet. Die beigegebenen Photographien fertigten dankenswerterweise Dipl.-Biol. H. Thiele (Durchlicht) und unser Institutsphotograph M. Dressler (Auflicht), sowie Frau M. Werner vom Münchner Universitätsinstitut für Allgemeine und Angewandte Geologie (Stereoscan-Aufnahmen).

Angeführtes Schrifttum

Abromeit, J — In: Wünsche, O.: Die Pflanzen Deutschlands, 14. Aufl. 746 S., Leipzig u. Berlin 1938 (Verlag Teubner).

Casper, S. J.: Lentibulariaceae. — In: Hegi, G.: Illustrierte Flora von Mittel-Europa 6/1, 2. Aufl., 506—550. München 1974 (Hanser Verlag).

Ellenberg, H.: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. — In: Walter, H.: Einführung in die Phytologie 4/2, 943 S., Stuttgart 1963 (Ulmer Verlag).

Glück, H.: Biologische und morphologische Untersuchungen über Wasser- und Sumpfgewächse. II. Untersuchungen über die mitteleuropäischen *Utricularia*-Arten, über die Turionenbildung bei Wasserpflanzen, sowie über *Ceratophyllum*. — 256 S., Jena 1906 (Fischer-Verlag).

Glück, H.: Pteridophyten und Phanerogamen. — In: Pascher, A.: Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas, **15**, 486 S., Jena 1936 (Fischer Verlag).

Jung, W., Beug, H.-J. & Dehm, R.: Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., N. F. **151**, 131 S., München 1972.

Luther, H.: Über das Vorkommen von *Utricularia neglecta* Lehm. in Finnland. — Mem. Soc. Fauna Flora Fenn., **15**, 34—49, Helsingfors 1939/1940.

Meister, F.: Beiträge zur Kenntnis der europäischen Arten von *Utricularia*. — Mem. Herb. Boiss., **12**, 40 S., Genéve et Bâle 1900.

Poeverlein, H.: Die Utricularien Süddeutschlands. — Allg. Botan., **19**, 3—5, 33—35, 145—150, 161—166, 182—184, Karlsruhe 1913; **20**, 9—10, 36—40, 49—54, Karlsruhe 1914.

Potonié, H.: Lehrbuch der Paläobotanik, 2. Aufl. (Gothan, W.). — 537 S., Berlin 1921 (Verlag Gebr. Borntraeger).

Seithe, A.: Lentibulariaceae L. C. Rich. — In: Garcke, A.: Illustrierte Flora, 23. Aufl., 1334—1339, Berlin und Hamburg 1972 (Parey-Verlag).

Taylor, P.: *Utricularia L.* — In: Tutin, T. G.: Flora europaea, **3**, 296—297, Cambridge 1972 (University Press).

Tafelerklärungen

Die in Klammern beigefügten Ziffern sind Inventarnummern der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Tafel 6
Alle Figuren ×20

Fig. 1—4: *Utricularia australis* R. Br., Riß/Würm-Interglazial, Zeifen (Oberbayern)
1: Turio (1962 VII 69)
2: Turio mit deutlicher Trennarbe an der Basis (1962 VII 52)
3: Turio (1962 VII 57)
4: Turio mit basaler Trennarbe; die Knospennatur ist gut erkennbar (1962 VII 59)

Tafel 7
Alle Figuren ×20

Fig. 1 u. 3: *Utricularia australis* R. Br., Riß/Würm-Interglazial, Zeifen (Oberbayern)
1: Turio, bei × ist eine rudimentäre Fangblase zu erkennen (1962 VII 56)
3: Turio, besonders stark behaart (1962 VII 58)
Fig. 2: *Utricularia vulgaris* L., rezent, Haselbacher Moor (Schwaben); Turio

Tafel 8
Scan-Aufnahmen

Fig. 1—2: *Utricularia australis* R. Br., Riß/Würm-Interglazial, Zeifen (Oberbayern)
1: Turio-Oberfläche, ×68 (1962 VII 60)
2: Ein Haarbüschel aus Figur 1, ×275

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 105—111 München, 25. 10. 1976

Palökologische und fazielle Untersuchungen an Gesteinen des Evaporitzyklus II bei Paghi/Nordkorfu (Griechenland)

Von Karl O. Heimann & Walter Jung[1])

Mit 1 Abbildung und Tafel 9—10

Zusammenfassung

Eine Wechselfolge von Mergeln, Kalkareniten und chemischen Sedimenten bildet den Großzyklus II bei Paghi/Nordkorfu. Kurzzeitige Schwankungen der Wassertiefen, Salzkonzentrationen und Jahreszeiten sind Ursache der Laminite, Langzeitereignisse, wie Evaporation und reduzierte Wasserzirkulation die der Großzyklen.

Ein während der Sedimentation eines Evaporit-Zyklus denkbarer allgemeiner Anstieg der Jahrestemperaturen scheidet als Bildungsursache aus, da die vor allem im Liegenden und im Hangenden des Gipsbandes II gefundene Flora uniforme Klimabedingungen widerspiegelt. Bisherige Aussagen der Autoren (1975) werden bestätigt und erweitert.

Bei allgemeiner Restriktion des gesamten Mittelmeeres während des Messins sind es dennoch weitgehend lokale Bedingungen, die zu wechselnden Mächtigkeiten und unterschiedlicher Anzahl der evaporitischen Zyklen führen.

Résumé

L'intervalle évaporitique II (Messinien) dans la coupe de Paghi (Bassin néogène septentrional de Corfu) est réprésenté par des marnes gris bleu ou brunes à passées calcarénitiques et des sédiments chimiques.

Les couches finément litées carbonatées et gypseuses (laminites) sont dues à des conditions de courte durée, comme profondeur d'eau, concentration de la saumure et oscillations saisonnières, tandisque toute la ‹ Séquence majeure › qu'ils constituent est le résultat d'un régime d'évaporation et de restriction de la circulation (évènement de longue durée).

Une moyenne plus élevée des temperatures annuelles pendant un intervalle pourrait bien être la cause pour une séquence majeure. Ceci pourtant est à con-

[1]) Dipl.-Geol. K. O. Heimann, Lehrstuhl für Geologie, Abt. Sedimentforschung und Meeresgeologie, Technische Universität, Arcisstr. 21, 8000 München; Prof. Dr. W. Jung, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

trediction avec les restes végétaux trouvés endessous, dans et au-dessus de la séquence majeure II de Paghi, qui indiquent un climat uniforme pendant toute cette période de sédimentation. Une restriction de la circulation en Méditerranée pendant le Messinien est temoignée par des couches évaporitiques près qu'ubiquitaires dans ce bassin, nombre et puissances de ces évaporites diffèrent pourtant selon les conditions locales.

Summary

Evaporitic cycle II (Messinian) of the Paghi-section (Northwestern Neogene Basin of Corfu) is represented by marls interbedded with arenites and chemical sediments. They represent cyclic events. While carbonate- and gypsum-laminae are due to short-living conditions as water-depth, concentration of brine and seasonal oscillations, a major cycle ows his existance to long lasting events like evaporation and restriction of the water body.

Such a cyclic event could be imagined as the result of rising annual temperatures during a given interval. This must be excluded, at least for Paghi-cycle-II, as the vegetable remains in the layers beneath, in and on top of gypsum II reflect uniform climatic conditions.

A restriction of water circulation in the "Messinian Mediterranean" is testified by a general 'salinity crisis', the individual number of cyclic events and their thicknesses in the different regions, however, have to be attributed to varying local conditions.

Inhalt

1. Einleitung 106
2. Evaporitischer Zyklus 107
3. Der evaporitische Zyklus II bei Paghi 107
3.1 Die Gesteinsfolge 107
3.2 Die Pflanzenreste 109
4. Folgerungen 110
Angeführte Schriften 110

1. Einleitung

Im Rahmen der Bearbeitung der obermiozänen Evaporitfazies auf den Ionischen Inseln Zakynthos, Kephallinia und Korfu wurden die Schichtenfolge und Flora des Messins im nordkorfiotischen Neogenbecken anhand von 3 Teilprofilen bereits beschrieben (Heimann, Jung & Braune, 1975). Die Durchsicht einer größeren Probenzahl läßt eine Erweiterung der bisherigen Aussagen zu.

Wir danken an dieser Stelle den Damen J. Just und H. Schauderna (Universität München) für ihre Auskünfte bezüglich der Foraminiferen sowie der Diatomeenflora des Aufschlusses Paghi, den Herren Priv. Doz. Dr. F. Fabricius für die 2 SEM-Photos und Dr. W. Sigl (Technische Universität München) für seine Hilfe bei der Photographie des paläontologischen Materials.

2. Evaporitischer Zyklus

Die Schichtenfolge innerhalb eines in vorgegebener Wassertiefe und bei zunehmender Konzentration entstehenden evaporitischen Zyklus wurde anhand sizilianischer Obermiozän-Profile definiert (Heimann & Mascle, 1974). Wiederholungen von z. T. unvollständigen Kleinsequenzen („s-m-t-c"-Sequenzen; „s" = Sand, „m" = (sandiger) Mergel, „t" = ‚Tripoli' = Diatomeenmergel, Diatomit und „c" = Karbonat) werden durch Gipslaminite und auf diese im Hangenden folgende Selenitrasen zu einem Großzyklus („Séquence majeure") vervollständigt.

Die in den liegenden Anteilen des Messins gesteinsbildenden Diatomeen nehmen dem Hangenden zu mengenmäßig deutlich ab. Sie sind, wenn überhaupt, in den graugrünen Mergeln „m", und nicht wie im Liegenden in den weißlichgrauen Laminae zu finden. Die weißlichen Laminae in den hangenden Teilen der Serie werden, insbesondere im Referenzprofil Eraclea Minoa, Sizilien, durch „c" (80 %—90 % Calcit, z. T. Aragonit) gebildet, so daß sich Kleinsequenzen von der Art „s-m-c" ergeben.

3. Der evaporitische Zyklus II bei Paghi

3.1 die Gesteinsfolge

Die bei Paghi aufgenommenen Schichten des obersten Miozäns mit *Globorotalia humerosa* und *Globorotalia dutertrei* enthalten 7 gipsführende Horizonte, die als evaporitische Zyklen anzusprechen sind (Heimann, Jung & Braune, 1975) und die vom Liegenden zum Hangenden mit I—VII durchnumeriert sind.

Von diesen ist insbesondere Zyklus II sowohl wegen seiner guten Aufschlußverhältnisse als auch der in den unmittelbar liegenden und hangenden Schichten aufgefundenen Makroflora und der damit verbundenen klimatischen Aussagen interessant.

Die dem Profilausschnitt (Abb. 1) beigegebenen Analysenwerte vermitteln einen Überblick über die Zusammensetzung der Sedimente. Im Liegenden der Mergelbreccie mit weißlichen Kalkgeröllchen steht eine intensive Wechsellagerung von 3—4 cm mächtigen geschichteten blaugrauen Mergeln mit 0,5—1 cm dünnen Areniten an. In diese Wechsellagerung schalten sich im Hangenden der Mergelbreccie mm- bis cm-dünne weißliche leicht zu zerreibende Schichten ein, die zuerst für Diatomeenmergel gehalten wurden.

Die kombinierte Untersuchung mittels Röntgendiffraktometer, Punktanalyse und Elektronenmikroskop ergab für einige der Zwischenlagen reinen nadeligen Aragonit, für andere mikrokristallinen Calcit. Diese Sedimente werden als chemische Fällungen im Rahmen der zunehmenden Konzentration angesehen (Heimann, 1976). Dabei ist an einen Mechanismus im Sinne der rezenten „whitings" (D. Neev, 1963; D. J. J. Kinsman, 1964c; Wells & Illing, 1964) gedacht, die bei Zusammenfallen günstiger Temperatur- und Konzentrationsbedingungen stattfinden. Jahreszeitliche Temperaturschwankungen wurden durch die erste Bearbeitung der Floren nachgewiesen; für eine relativ schnelle Sedimentation der weißen Karbonate spricht die Tatsache, daß die Flora ausschließlich in Mergeln und auf deren Schichtflächen gefunden wurde. Zu einer ähnlichen Interpretation von Laminiten verschiedenen Alters kamen Busson et al. (1972).

Durch Wechsellagerung von Sanden „s", Mergeln „m" und mikrokristallinem Karbonat „c" kommt es zu vollständigen „s-m-c"-Sequenzen; „s" kann dabei unterschiedliche Mengen detritischen Gipses führen.

Neben bereits erwähnten Foraminiferen finden sich in diesen Liegendschichten von Evaporit II Echinodermenreste, Schwammnadeln, Radiolarien und ubiquitäre Diatomeen.

Unter kontinuierlicher Abnahme der Mergel und allmählich zunehmender Anzahl und Mächtigkeit der Gipslaminite setzt die Sulfatfazies ein.

Neben „primären" Gipslaminiten, i. e. mechanisch überprägten Gipsgesteinen mit primären Reliktstrukturen, finden sich auch laminierte Gipsarenite mit geringem Prozentsatz an Kalk- und Schlammgeröllchen. Die „primären" Laminite werden dabei aus dem Vergleich mit Evaporationsversuchen (EDINGER, 1973) derart interpretiert, daß durch zunehmende Konzentration bedingt nadelige Kristalle ausfie-

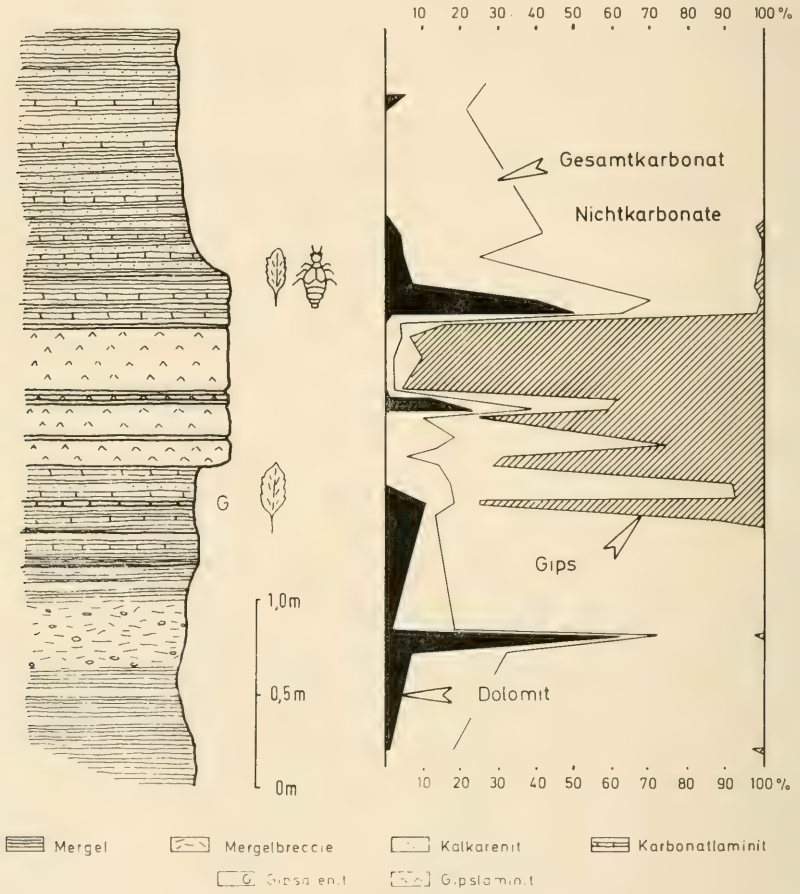


Abb. 1: Gipszyklus II bei Paghi (modif. nach HEIMANN 1976)

len, die im Bildungsmilieu des bewegten Flachwassers größtenteils wieder zerstört und zusammen mit nicht zerstörten Nadeln (Reliktstrukturen) sedimentiert wurden.

Obwohl es innerhalb dieses evaporitischen Ereignisses aus faziellen Gründen nicht wie im benachbarten Profil Kavadades (Heimann, Jung & Braune, 1975) zur Abscheidung von Seleniten kam, wird Evaporit II als vollständiger Großzyklus gewertet.

Die Karbonatlaminite, die wie im Liegenden nicht sehr guterhaltene Blatt-, Frucht-, Rinden- und Ast-Reste aufweisen, setzen unmittelbar im Hangenden von Gipsband II wieder ein. Sie stellen auf den nächstfolgenden Zyklus (III) bezogen eine analoge Entwicklung wie bei II dar. Die Schichtenfolge ist jedoch durch einen höheren Anteil an Areniten gekennzeichnet.

Zu erwähnen ist in diesen Schichtgesteinen das Vorkommen von Odonaten-Larven (Taf. 9, Fig. 3). Auch sie finden sich wie die Blätter in den graugrünen Mergeln und auf deren Schichtflächen, nicht aber in den reinen Karbonatfilmen oder auf deren Oberflächen. Aus ungestörter Lagerungsart und Gruppierung der Larven auf engstem Raum in den ebenfalls ungestörten Sedimenten wird auf ihren ursprünglichen Lebensraum und damit partiell oder sporadisch trockenfallende Flachwasserbereiche geschlossen (Statz fide Mägdefrau, 412, 1968). Nach dem gleichen Autor läßt dies auf hohe Sommertemperaturen schließen — bei fehlenden Niederschlägen. Es ist dies ein paläozoologischer Befund, der geeignet erscheint, die früher (Heimann, Jung & Braune, 1975) geforderte hohe Sommerwärme auch von dieser Seite aus zu dokumentieren.

3.2 Die Pflanzenreste

Die in der Schichtenfolge von Paghi z. T. neu aufgesammelten Pflanzenreste sind Materialien aus dem Liegenden und dem Hangenden des Gipses II, z. T. auch aus Mergeleinschaltungen innerhalb der Gipssedimente.

Die Abdrücke aus dem unteren Niveau entsprechen den schon früher (Heimann, Jung & Braune, 1975) beschriebenen Pflanzenresten. Die seinerzeit gemachten Ausführungen gelten in allen Punkten weiter. Lediglich eine kleine Ergänzung der Florenliste ist anzuführen.

Neu belegt sind:
Populus cf. *alba* L.
Ulmus pyramidalis Goepp. (Taf. 9, Fig. 1)
Pterocarya cf. *fraxinifolia* (Lam.) Spach.
Castanea cf. *sativa* Mill. (Taf. 10, Fig. 3)
Daphnogene sp.

Die Gattungen *Abies* und *Tsuga* liegen nunmehr auch in fertilen (Samen bzw. Zapfenschuppen) Resten vor. Auch unbestimmbare Rindenstücke von doppelter Handgröße und fingerstarke Ästchen enthält die neu aufgesammelte Kollektion.

Kein Unterschied besteht zu der Hangendflorula. Das Fossilmaterial aus den Hangendpartien von Zyklus II ist nur weit weniger. Daher sind nicht alle im Liegenden nachgewiesenen Formen vertreten. Enthalten sind jedoch alle wesentlichen Gattungen des tieferen Bereichs, dazu noch:
Myrica ungeri Heer
Quercus cf. *cerris* L.

In beiden Horizonten, sowie auch in Mergeleinschaltungen innerhalb des Gipsbandes II ist somit das charakteristische Gemisch von Koniferen-Resten, ganzrandigen Sklerophyllen und Blättern mesophiler Bäume belegt. Ebenso eigentümlich ist bei den Fundschichten das Zusammen-Vorkommen von „klassischen" Miozänpflanzen wie *Taxodium dubium, Libocedrites salicornioides, Ulmus pyramidalis* sowie *Daphnogene* sp. und rezenten Charaktergattungen des mediterranen Raumes wie *Cupressus, Quercus, Castanea* und *Paliurus*. Darin kommt nicht nur das oberstmiozäne Alter der Lieferschichten zum Ausdruck, sondern vor allem auch die Gleichartigkeit der klimatischen Bedingungen während der Sedimentationsdauer des Zyklus. Irgendwelche gerichtete Klimaentwicklung ist paläobotanisch nicht feststellbar. Die generellen aus der gesamten Paghi-Flora hervorgehenden Aussagen (vgl. auch Heimann, Jung & Braune, 1975) finden eine Bestätigung durch die von Schneider & Velitzelos jüngst (1973) beschriebene Pflanzenvergesellschaftung aus obermiozänen oder unterpliozänen limnisch-terrestrischen Schichten Westmakedoniens.

4. Folgerungen

Der evaporitische Zyklus II des Profils Paghi setzt sich aus einer Wechselfolge fein- und feinstklastischer sowie chemischer Sedimente zusammen. Diese Sedimente kamen z. T. durch über längere Zeiträume andauernde (Großzyklus) als auch kurzzeitig wechselnde (Karbonat- und Gips-Laminae) Bedingungen zustande. Während Tiefen-, Konzentrations- und jahreszeitliche Schwankungen den kurzzeitigen oder Oszillationen zugesprochen werden, muß die Bildung eines Großzyklus bei nicht immer genereller, sondern durchaus auch standortbedingter Einschränkung der freien Wasserzirkulation zustandegekommen sein.

Ein für den Bildungszeitraum eines Großzyklus denkbares Ansteigen der mittleren Jahrestemperatur und damit erhöhter temperaturbedingter Evaporation kommt zumindest für den Großzyklus II bei Paghi nicht in Frage, da die Flora, die im Liegenden, Hangenden und selbst z. T. auf den Schichtflächen der Gipslaminite eingebettet wurde, durchgehend gleiche Klimabedingungen widerspiegelt.

Angeführte Schriften

Busson, G., St. D. Ludlam & D. Noel: L'importance des Diatomées dans les dépôts actuels varvés de Green Lake, modèle de sédimentation confinée. — C. R. Acad. Sc., **274**, 3044—3047, Paris 1972.

Busson, G. & D. Noel: Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés (laminites) . . . — C. R. Acad. Sc., **274**, 3172—3175, Paris 1972.

Edinger, St. E.: The Growth of Gypsum. — J. Crystal Growth, **18**, 217—224, 1973.

Heimann, K. O.: Das evaporitführende Messin auf den Ionischen Inseln Zakynthos, Kephallinia und Korfu samt einem Anhang über vergleichende Untersuchungen im Messin Siziliens. — Diss. Techn. Univ. München 1976.

Heimann, K. O., W. Jung & K. Braune: Schichtenfolge und Flora des Messinien in Nord-Korfu. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15**, 169—177, München 1975.

Heimann, K. O. & G. H. Mascle: Les séquences de la série évaporitique messinienne. — C. R. Acad. Sc., **279**, 1987—1990, Paris 1974.

Kinsman, D. J. J.: Recent carbonate sedimentation near Abu Dhabi, Trucial Coast, Persian Golf. — Thesis Imperial College London 1964 (unpubl).
Mägdefrau, K.: Paläobiologie der Pflanzen, 4. Aufl., 549 S., 395 Abb., Jena 1968 (Fischer).
Neev, D.: Recent precipitation of calcium salts in the Dead Sea. — Res. Council Israel Bull., **11 G**, 153—154 1963.
Schneider, H. E. & E. Velitzelos: Jungtertiäre Pflanzenfunde aus dem Becken von Vegora in Westmakedonien (Griechenland). — Ann. Mus. Goulandris, **1**, 245—249, Kifisia 1973.
Wells, A. J. & L. V. Illing: Present-day precipitation of calcium carbonate in the Persion Golf. — In: Dev. in Sedimentology, van Straaten (edit.), Deltaic and shallow marine deposits, 429—435, Amsterdam 1964 (Elsevier).

Tafelerklärungen

Die Nummern beziehen sich auf das Inventar der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München.

Tafel 9

Fig. 1: *Ulmus pyramidalis* Göpp., Blatt — leaf of *Ulmus pyramidalis* Göpp. (×1,5); 1974 XXI 13
Fig. 2: *Abies* sp., Nadel — needle of Abies sp. (×4,5); 1974 XXI 15
Fig. 3: Odonaten-Larven — dragon-fly larvae (×2,5); 1974 XXI 17

Tafel 10

Fig. 1: Nadeliger Aragonit der weißen Laminae. — Aragonite needles of the white laminae (×5000)
Fig. 2: Gipsnadeln unorientiert auf ss (Parallelanordnung zu ss im Schnitt senkrecht zu zu Schichtflächen) (×55)
Needle-shaped gypsum crystals in at-random-orientation on the bedding-plane. (In section normal to bedding-planes needles appear parallel to bedding-plane) (×55)
Fig. 3: *Castanea* cf. *sativa* Mill., Blatt — leaf of *Castanea* cf. *sativa* Mill. (× 1,5); 1974 XXI 12

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 16 113—133 München, 25. 10. 1976

Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär)

Von Herbert Hagn[1])

Mit 2 Abbildungen und Tafeln 11—13

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit ist in zwei Teile gegliedert. Beide sind Fragen der Paläogeographie gewidmet.

Im ersten Abschnitt wird ein Geröll eines mittelmiozänen sandigen Kalkes mit Bryozoen, Austern und Balaniden aus dem Pleistozän von Oberaudorf (Unterinntal) beschrieben. Das Gestein weist eine große Ähnlichkeit mit gleichalten Vorkommen aus der Subalpinen Molasse (z. B. Schwaig a. d. Osterseen) und mit Geröllen aus dem Quartär der Umgebung von München auf. Letztere lassen darauf schließen, daß diese fossilreichen Sedimente ursprünglich viel weiter verbreitet waren als heute. Der Fund von Oberaudorf bezeugt ferner ein Eindringen des Meeres der Oberen Meeres-Molasse in den kalkalpinen Raum. Diese Überflutung war wohl auf den Bereich der Inntal-Furche beschränkt.

Das zweite Kapitel befaßt sich mit Spiculiten und spiculitischen Gesteinen, welche am Aufbau von Konglomeraten vor allem der Subalpinen Molasse maßgeblich beteiligt sind. Diese kieseligen Gesteine besitzen ein unterschiedliches Alter und entstammen verschiedenen Ablagerungsräumen. Ein Geröll aus dem Oberen Aquitan der Blauen Wand S Traunstein (Traun-Profil, Subalpine Molasse) konnte z. B. in das Paleozän eingestuft werden. Seine Mikrofazies entspricht derjenigen von Geröllen aus den Angerberg-Schichten (Ober-Oligozän) des Unterinntals S von Kufstein. Die Heimat dieses Gerölls ist demnach im südlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen zu suchen. Eine Herkunft aus dem Flyschtrog scheidet damit aus.

Auf der Suche nach Flysch-Alttertiär in Geröllen der Subalpinen Molasse wurde in einem Konglomerat des Oberen Burdigals im Kaltenbach-Graben bei Miesbach ein Paleozän-Geröll entdeckt, das von zahlreichen Oberkreide-Komponenten begleitet war. Daraus geht hervor, daß die Schichtfolge des oberbayerischen Flysches über das Maastricht hinaus bis in das tiefste Alttertiär reichte.

Die vorliegende Studie zeigt somit erneut, daß die tertiäre Geschichte der Alpen ohne Kenntnis ihrer abgetragenen Schichtglieder nicht restlos erhellt werden kann. Die Geröllforschung hat hier eine bedeutsame Aufgabe übernommen.

[1]) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8000 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

Summary

This paper consists of two parts. Both of them deal with questions of paleogeography.

The first part describes a pebble which is composed of Middle Miocene sandy limestone containing bryozoa, oysters and barnacle remains. The pebble is from Pleistocene deposits of Oberaudorf, Lower Inn Valley. The rock bears great similarities to those of the contemporaneous Subalpine Molasse deposits e. g. Schwaig a. d. Osterseen, and also to the Quaternary pebbles from the vicinity of Munich. From the last mentioned can be deduced, that these fossiliferous sediments were originally much more widespread than today. The Oberaudorf find shows further that the sea of the Upper Marine Molasse encroached into the region of the Limestone Alps. This encroachment was apparently limited to the "Inntal-Furche" only.

The second part deals with spiculitic rocks, which are to a great extent involved in the composition of the conglomerates of the Subalpine Molasse. These silicious rocks are of varying age and are derived from different areas of deposition. One particular pebble from the Upper Aquitanian of the "Blaue Wand" south of Traunstein (Traun section, Subalpine Molasse) was ascribed to be of Paleocene age. Its microfacies was found to be the same as that of pebbles of the Angerberg beds (Upper Oligocene) from Lower Inn Valley, south of Kufstein. The source rock of this pebble is hence to be located in the southernmost region of the Northern Limestone Alps and not in the Flysch basin.

While on search for evidence of Lower Tertiary components of the Flysch zone in the Alpine Molasse deposits, a pebble of Paleocene age was discovered in an Upper Burdigalian conglomerate of the Kaltenbach Creek near Miesbach. This pebble is accompanied with numerous Upper Cretaceous components. It can be deduced from this, that the Upper Bavarian Flysch sequence extended from the Maestrichtian into the oldest Lower Tertiary.

The present study demonstrates once again that a reconstruction of the history of the Tertiary of the Alps cannot be completed without the knowledge of those beds which have been eroded away. The research on pebbles has thereby acquired an important part.

Inhalt

A. Vorwort 114
B. Ein Miozän-Geröll von Oberaudorf (Unterinntal) 116
C. Zur Frage des Flysch-Alttertiärs 123
Literatur 130

A. Vorwort

In Fortführung der vom Verfasser (Hagn 1971, 1972; Hagn & Ott 1975) in den letzten Jahren durchgeführten Geröllstudien sollen auch in der vorliegenden Arbeit interessante Gerölle aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland beschrieben werden. Da Neuaufsammlungen grober klastischer Komponenten der Subalpi-

nen Molasse und der quartären Hüllschichten nicht selten neue Beobachtungen zulassen, erscheint es angebracht, von Zeit zu Zeit über die wichtigsten Ergebnisse zu berichten. Auf diese Weise kann aufgezeigt werden, auf welchen Gebieten jeweils die Schwerpunkte der Geröllforschung liegen.

Seit Frühjahr 1975 konnten die Geröllbestände der Mikropaläontologischen Abteilung des Instituts für Paläontologie und historische Geologie bedeutend vermehrt werden. Aus dem Kalkalpin stammen Aufsammlungen von Oberaudorf (Ober-Eozän der Oberaudorfer Schichten, ferner Quartär), von Kössen i. T. (Unter-Oligozän der Häringer Schichten, Ober-Oligozän der Angerberg-Schichten) und von Voldöpp bei Rattenberg im Unterinntal (Angerberg-Schichten). Die Faltenmolasse lieferte Geröllsuiten aus der Unteren Süßwasser-Molasse (W der Iller) sowie aus der Oberen Meeres-Molasse (SE von Kempten). Hierher sind auch zahlreiche Gerölle aus der Schweizer Molasse zu rechnen, welche Herr Dr. H. A. Haus (Überlingen) dankenswerterweise zur Verfügung stellte. Das Pleistozän des Alpenvorlandes wird hauptsächlich durch größere Aufsammlungen im N und SE Münchens vertreten. Ein Teil der Gerölle wurde vom Verfasser auf Studenten-Exkursionen und während Feldbegehungen aufgesammelt. Das Hauptkontingent ist allerdings der Aufmerksamkeit der Herren Dipl.-Geol. R. Ebel und S. Muzavor (beide München), A. Auer, H. Mertel, H. Obermüller, H. Will, J. Wührl (alle München) und J. Merbeler (Sonthofen) zu verdanken.

Einen erfreulichen Zuwachs stellt ferner die Dünnschliffsammlung Herrn Dr. H. K. Zöbelein's (München) dar, welche der Genannte am 7. 4. 1976 der Mikropaläontologischen Sammlung übergab. Sie besteht aus 410 Gesteinspräparaten. In dieser Kollektion überwiegen Schliffe von Geröllen aus der Subalpinen Molasse (Ammer- und Lech-Profil) sowie aus den Häringer und Angerberg-Schichten Tirols (Hermannsquelle N Kufstein, Höllgraben bei Kleinsöll und Voldöpp bei Rattenberg). Dieses Material bildete die Grundlage für die Ausführungen Zöbelein's über paleozäne, unter-, mittel- und obereozäne Gerölle kalkalpiner Herkunft, zu denen M. Reichel (Basel) die mikropaläontologischen Bestimmungen beisteuerte (1955). Herrn Dr. Zöbelein gebührt hierfür der herzlichste Dank.

Der vorliegende Geröllbericht mit ausgewählten Kapiteln baut auf die Ergebnisse früherer Autoren auf. Hier sind vor allem die bahnbrechenden Arbeiten von Cornelius (1920, 1923) und Boden (1925, 1931, 1935) zu nennen. Aus demselben Zeitraum stammen die Veröffentlichungen Muheim's (1934) und Reiser's (1922 bis 1924). Nach dem Zweiten Weltkrieg bereicherten Traub (1948) und Schiemenz (1955, 1960) das bestehende Schrifttum. Mit Fragen der Umlagerung befaßten sich außerdem einige Publikationen des Verfassers (z. B. Hagn 1950, 1960; Hagn & Hölzl 1952; Hagn & Wellnhofer 1967; Hagn & Zeil 1954).

Die folgenden Ausführungen beruhen auf der Durchsicht eines beträchtlichen Geröllmaterials. Es wurden über 550 Dünnschliffe ausgewertet. Trotzdem werden in dieser Arbeit nur verhältnismäßig wenige Schliffe beschrieben und auf sie Folgerungen aufgebaut. Es hat sich nämlich gezeigt, daß die Masse der Gerölle, von Ausnahmen natürlich abgesehen, kaum neue Erkenntnisse liefert. Sie eignet sich wohl für quantitative Untersuchungen mit all ihren Fehlerquellen. Der heutige Stand der Forschung verlangt indes qualitative Befunde, da Alter, Fazies und Herkunft der meisten Gerölle nur im Dünnschliff einwandfrei bestimmt werden können. Die Grundlagen hierfür bietet die moderne mikrofazielle Arbeitsmethode, also

die Berücksichtigung aller anorganischen und organischen Merkmale eines Gesteins. So konnten mit Hilfe des Mikroskops sogar noch aus der eintönigen Schar der Kieselkalkgerölle Leitgerölle ausgeschieden werden (S. 124 usf.).

Dank schuldet der Verfasser den Herren Dr. H. Gall, E. Ott und F. Traub (alle München) für mannigfaltige Anregungen und Diskussionen. Herr Dipl.-Geol. H. Scholz, München, gab Auskünfte über die Obere Meeres-Molasse von Kempten im Allgäu. Er gestattete ferner einen Einblick in sein Manuskript und überließ Gesteinsproben aus dem Stadtgebiet von Kempten. Herr Techn. Obersekretär H. Mertel trug durch die Herstellung ausgezeichneter Dünnschliffe wesentlich zum Gelingen der vorliegenden Arbeit bei. Herr M. Dressler bemühte sich mit großem Erfolg um die photographischen Arbeiten. Die Vorlage zur Abbildung 1 zeichnete Herr Dipl.-Geol. S. Muzavor. Allen Beteiligten sei hiermit verbindlichst gedankt.

B. Ein Miozän-Geröll von Oberaudorf (Unterinntal)

Im Frühjahr 1975 wurden auf einem Grundstück an der Mühlauer Straße 29 südlich Oberaudorf (Besitzer Dr. A. Schramm) Bauarbeiten durchgeführt. Durch Erdbewegungen kamen zahlreiche Gerölle von z. T. beträchtlicher Größe zum Vorschein. Sie lagen lose im Gelände. Einige davon wurden am 14. 3. 1975 von den Herren A. Auer, H. Obermüller, H. Will und J. Wührl aufgesammelt (Abb. 1). Die beiden größten Gerölle messen 22×19×9 cm bzw. 19×13×12 cm. Sie sind von Nummuliten und anderen Großforaminiferen des Alttertiärs erfüllt. Das reichliche Auftreten der Gattung *Fasciolites* (= *Alveolina* auctorum) ist für die kalkalpine Heimat dieser Gerölle bezeichnend. Noch ein weiteres Geröll erregte die Aufmerksamkeit der genannten Sammler. Es handelt sich um einen gelblichen feinsandigen Schillkalk. Das Gestein ist deutlich gebankt; mit Hilfe der Lupe ist eine Einregelung der Schalen gut zu erkennen. Das Geröll weist die Maße 10×8×6 cm auf. Es zeigt breit abgerundete Kanten; sein Rundungsgrad ist daher nicht vollkommen. Der Transportweg war offenbar nicht weit. Zum Vergleich boten sich Sandsteine und sandige Kalke mit *Exogyra columba* (Lam.) an, welche dem Cenoman angehören. Derartige Gesteine sind nach Schlosser (1925, S. 55) in den Konglomeraten von Oberaudorf ziemlich häufig.

Dünnschliffe (G 1496 — 1505 a/76), welche von dem zuletztgenannten Geröll angefertigt wurden, ließen folgende a n o r g a n i s c h e Merkmale erkennen: Die Grundmasse ist überwiegend kalzitisch-grobkörnig, also sparitisch. Sie erscheint nur stellenweise pelitisch oder limonitisch getrübt. Ihr sind vereinzelt Quarzkörner eingestreut. Glaukonit ist sehr selten. Neben hellen sandigen Resedimenten (Intraklasten) wurden kleine Gerölle von Karbonaten, Hornsteinen mit Liesegang'schen Ringen und Spiculiten beobachtet. Erstere entstammen der Trias, letztere z. T. dem Jura. Einige der spiculitischen Geröllchen sind auf die Flysch-Oberkreide zu beziehen, da sie bezeichnende pelagische Foraminiferen (*Hedbergella, Heterohelix* u. a.) führen. Hierher können auch feinsandige, manchmal feinstglaukonitische Komponenten gestellt werden.

Unter den B i o g e n e n herrschen Muschelschalen vor. Sie sind als Austernreste zu bestimmen. Einen wesentlichen Bestandteil der Mikrofazies machen ferner Bryozoen aus (Taf. 11, Fig. 1; Taf. 13, Fig. 1). Ihre Zoöcien sind häufig mit einem

limonitisch imprägnierten Pelit ausgefüllt. Ihr Einbettungsort stimmt daher wohl kaum mit ihrem früheren Lebensraum überein. In der Grundmasse schwimmen außerdem Bruchstücke von Kalkplatten der Gattung *Balanus*. Kleinforaminiferen (*Textularia*, rotaliide Formen) sind hingegen sehr selten. Dasselbe gilt von Korallen-, *Serpula*- und Echinodermen-Bruchstücken. Auch Corallinaceen-Grus tritt kaum in Erscheinung. Endlich ist noch ein kleines Nummuliten-Gehäuse zu erwähnen, das auf sekundärer Lagerstätte ruht.

Das Faunenbild wird durch die Feinstruktur der organischen Reste geprägt. Die Austernschalen sind sowohl feinstblättrig als auch blasig struiert (Taf. 11, Fig. 1; Taf. 12, Fig. 1). Beide Schalenschichten wechseln mehrfach miteinander ab, wobei der vesikuläre Teil

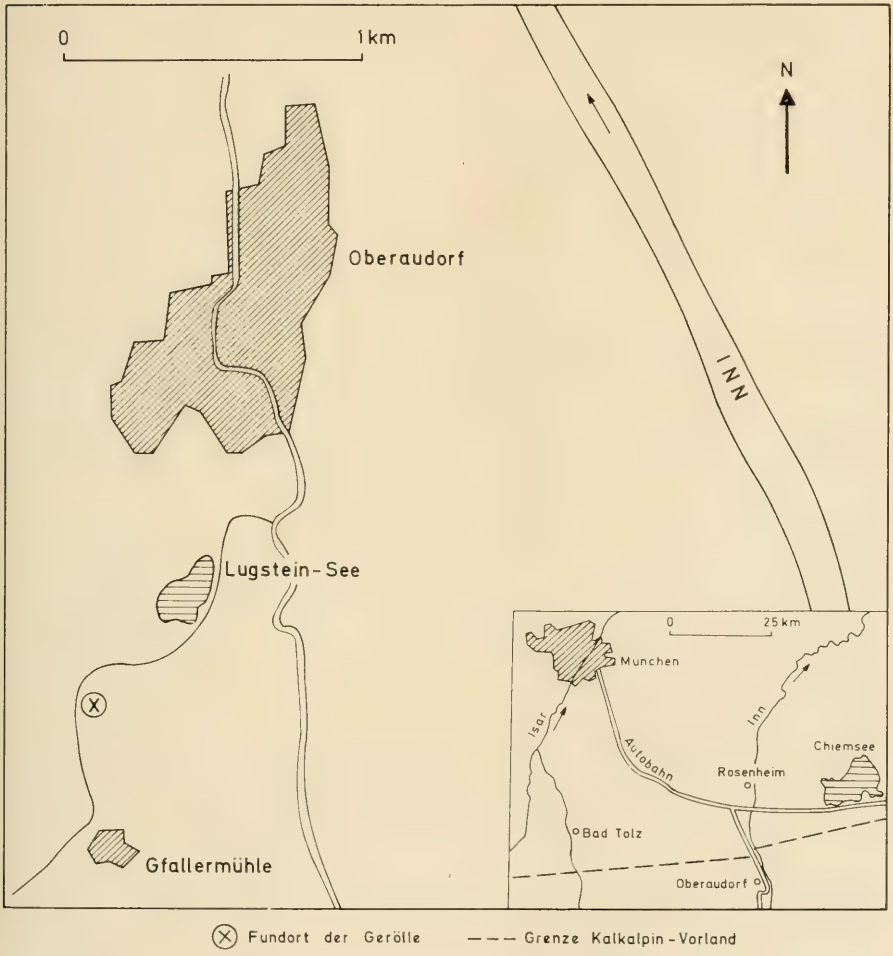


Abb. 1: Topographische Skizze von Oberaudorf (Unterinntal). Der ungefähre Verlauf der Grenze Kalkalpin/Flysch ist eingetragen.

eindeutig überwiegt. Im Gegensatz zur Gattung *Ostrea* weist *Exogyra* einen abweichenden Bau ihrer Hartteile auf. Hier dominiert das Kalzitostrakum mit seiner primitiven Kreuzlamellenstruktur (Taf. 12, Fig. 2).[2]) Auch *Balanus* ist leicht zu erkennen. So zeigt z. B. Fig. 2 auf Tafel 11 von oben nach unten die Äußere Lamelle („outer lamina"), Querschnitte der Längskanäle („longitudinal tube"), die Inneren Lamellen („inner lamina") mit den so bezeichnenden Interlaminaren Figuren („interlaminate figure") sowie den Oberen Flügelrand („superior alar margin"). Die soeben gebrauchten Bezeichnungen sind den Ausführungen von NEWMAN et al. (1969, Fig. 106 auf S. R 238) entnommen.

Der Nachweis von Balaniden macht eine Einordnung des vorliegenden Gesteins in das Tertiär notwendig. Damit scheidet das kalkalpine Cenoman für einen weiteren Vergleich aus. Die Gattung *Balanus* tritt erstmals im Eozän auf. Ihre kalzitischen Überreste werden allerdings erst ab Miozän häufiger angetroffen. Zusammen mit Bryozoen und Austern sind sie für die Seichtwasserfazies der Oberen Meeres-Molasse des Alpenvorlandes charakteristisch. Diese Schichtfolge wird heute ganz allgemein in das Mittel-Miozän (Burdigal und Helvet = Eggenburg und Ottnang der Paratethys-Gliederung) gestellt.

In diesem Zusammenhang ist die Lokalität Schwaig a. d. Osterseen zu nennen. Sie liegt im Bereich des Aufgerichteten Südrands der Vorland-Molasse. In einem alten Steinbruch sind gelbliche Sandsteine und Sandkalke mit massenhaft Bryozoen und anderen Versteinerungen aufgeschlossen. Dieses Vorkommen war schon GÜMBEL (1861, S. 778) bekannt. Er verglich die fossilreichen Ablagerungen mit dem Muschelsandstein der Schweizer Molasse. Auch ROTHPLETZ (1917, S. 112) und BODEN (1925, S. 479) erwähnten diese Schichten. Weitere Angaben hierzu finden sich bei HAGN (1950, S. 16). Die Mikrofazies derselben Gesteine wurde in einer späteren Arbeit des Verfassers (HAGN 1955, Taf. 70, Bild 2; Taf. 71, Bild 1) berücksichtigt. Nach HÖLZL (1958, S. 28) sind die Schichten von Schwaig in den Grenzbereich Burdigal/Helvet oder in das Helvet selbst einzustufen. Es sei noch bemerkt, daß das Schliffbild eines sandigen Bryozoenkalks (G 1310 a/69) mit demjenigen des Gerölls von Oberaudorf weitgehend übereinstimmt.

Küstennahe Sedimente der Oberen Meeres-Molasse wurden ferner aus dem Allgäu beschrieben. In erster Linie ist hier das Gebiet um Kempten anzuführen (z. B. Lenzfrieder Höhenrücken, Steinbruch Tannen). Aufschlüsse im Stadtgebiet von Kempten konnten mit Hilfe eines Selachier-Zahns in das Helvet eingestuft werden (SCHOLZ 1976, Ms.). Ähnliche Gesteine streichen auch noch weiter im W, auf Blatt Weiler im Allgäu, zutage. Auch sie enthalten reichlich Bryozoen, Austernschalen und Balanidenreste. Nach AHRENDT (1965, Ms.) gehören diese Schichten gleichfalls dem Helvet an.

Quartäre Schotter der Umgebung von München lieferten in den letzten Jahren mehrere Gerölle von gelben Sandsteinen und Sandkalken. In ihnen konnten in wechselnder Menge Bryozoen, Austernreste und Balaniden beobachtet werden. Die meisten Funde stammen aus dem N Münchens (N Neuherberg, N Hasenbergl; leg. H. OBERMÜLLER). Herr A. AUER steuerte ein Geröll von Brunnthal SE Münchens bei. Derselbe Gesteinstyp kommt auch W von München vor. Ein entsprechendes Geröll wurde vom Verfasser am 3. 10. 1971 beim Bau der Germeringer Spange aufge-

[2]) Vgl. hierzu MAJEWSKE 1969, S. 50—52, Taf. 7, Fig. 1.

sammelt. Man ist wohl berechtigt, alle diese Gerölle ein und derselben Fundschicht zuzuschreiben und sie aus der Oberen Meeres-Molasse abzuleiten. Ihnen kommt wie dieser ein mittelmiozänes Alter zu. Bei einer Einstufung dürfte das Helvet dem Burdigal vorzuziehen sein (vgl. hierzu S. 122). Zu bedenken wäre noch, daß das kleine Vorkommen von Schwaig nicht alle Gerölle geliefert haben konnte. Die Bryozoenkalke und -sandsteine repräsentieren demnach nicht eine mehr oder weniger isolierte Fazies innerhalb der Oberen Meeres-Molasse Oberbayerns, sondern waren ehemals viel weiter verbreitet.

Kehren wir wieder nach Oberaudorf zurück. Es wurde gezeigt, daß das Geröll aus dem Grundstück Schramm eine verblüffende Ähnlichkeit mit Gesteinen der Oberen Meeres-Molasse Oberbayerns und des Allgäus besitzt. Um weitere Schlüsse ziehen zu können, ist es daher unerläßlich, zunächst einmal die Fundumstände möglichst eingehend darzulegen. Vor allem erscheint es notwendig, die Rolle der Alttertiär-Gerölle aufzuklären, welche zusammen mit dem Miozän-Geröll gefunden wurden.

Die Fundstelle liegt im Bereich einer schmalen Erhebung, die von der Mühlauer Straße nach E zieht. Völk (1960, Ms.) teilte hierzu folgendes mit: „Das den Rücken aufbauende grobe Geröll-Material sieht nach etwas verschwemmter, ausgewaschener Moräne aus. Vielleicht ist dies ein kleiner Rest jener Rückzugs-Endmoräne, die sich hier in einem toten Winkel des Inntals erhalten konnte". Auf der geologischen Karte ist an dieser Stelle Lokalmoräne eingezeichnet.

Sprengarbeiten, welche im Zuge eines Hausbaus durchgeführt wurden, gewährten indes Einblick in den Aufbau dieses Rückens. Die Fundstelle wurde daher am 25. 4. 1976 von Herrn J. Wührl und dem Verfasser erneut begangen. Weiteres Gesteinsmaterial konnten die Herren Dipl.-Geol. S. Muzavor und H. Mertel am 3. 5. 1976 bergen. Obwohl die Aufschlußverhältnisse nicht sehr günstig waren, konnte festgestellt werden, daß die zahlreichen Alttertiär-Gerölle aus einem groben Konglomerat stammen, welches das Rückgrat der W-E streichenden Erhebung bildet. Den Geröllen haftet gerundeter Karbonatschutt (u. a. Hauptdolomit) an, der auch die Grundmasse der Nagelfluh aufbaut.

Die Alttertiär-Gerölle weisen fast immer einen ausgezeichneten Rundungsgrad auf (vgl. hierzu S. 116). Sie sind vorwiegend als fein- bis mittelkörnige Foraminiferen-Schuttkalke, seltener als Foraminiferen-führende Sandkalke ausgebildet. Als Beispiel mag das Geröll eines *Cuvillierina*-Kalkes dienen (Schliffe G 1512 — 1513 a/76).

In der vorwiegend kalzitischen Grundmasse schwimmen vereinzelt kleine Quarzkörner. Daneben treten große Kristallinkomponenten (Quarzaggregate) auf, deren Durchmesser bis zu 35 mm erreicht. Glimmer kommt nur untergeordnet vor. Resedimente sind zahlreich. An Kleinforaminiferen wurden Sandschaler (Textulariidae, Ataxophragmiidae), Milioliden und rotaliide Formen beobachtet. Die kalkschalige Gattung *Cuvillierina* ist ziemlich häufig, so daß sie in die Gesteinsbezeichnung eingehen kann. Die Großforaminiferen werden durch *Nummulites, Assilina, Operculina, Discocyclina, Orbitolites* und *Fasciolites,* darunter *F. oblongus* (D'Orb.) vertreten. Bryozoen, Muschelreste und Echinodermen-Bruchstücke vervollständigen das faunistische Bild. Corallinaceen stellen sich ebenfalls ein. Auch umgelagerte Globotruncanen fehlen nicht. Das Alter des Gesteins ist als tieferes Untereozän zu bestimmen.

Andere Gerölle führen Mikrofossilien des Paleozäns (z. B. zahlreiche Milioliden, Glomalveolinen, *Elianella,* Dasycladaceen). Sie liegen häufig im Untereozän auf sekundärer

Lagerstätte. Zu erwähnen ist ferner ein rötlicher plattiger Foraminiferen-Schuttkalk, der ein teilweise verkieseltes Bruchstück eines großen Nummuliten einschließt. Ihm kommt bereits ein mitteleozänes Alter zu.

Große Gerölle ähnlicher Foraminiferen-Schuttkalke wurden von Völk (1960, Ms.) aus dem Basalkonglomerat der Oberaudorfer Schichten beschrieben. Ferner besteht eine große Ähnlichkeit mit alttertiären Geröllen der Angerberg-Schichten (Ober-Oligozän) von Voldöpp bei Rattenberg in Tirol. Die großen Kristallineinschlüsse könnten auf die Nähe der Grauwackenzone hindeuten. Die Heimat dieser Gerölle ist daher im S von Oberaudorf zu suchen. Hinweise auf eine Schüttung aus dem NE im Sinne von Lindenberg (1966, S. 85) liegen nicht vor.

Der ungewöhnliche Reichtum an Alttertiär-Geröllen in Konglomeraten des Unterinntals läßt auf umfangreiche Aufarbeitungen, gleichzeitig aber auch auf flächenhafte Meeresbedeckungen im Paleozän, Unter- und Mittel-Eozän schließen. Die Vorstellung von kleinräumigen Transgressionen, wie sie Tollmann (1976, S. 452) noch in jüngster Zeit vertrat, muß demnach endgültig aufgegeben werden (vgl. hierzu Traub 1948, S. 166).

Als Begleitgerölle treten Komponenten der Trias, des Jura und der Kreide auf. Die triadischen Kalke und Dolomite, die Spiculite des Lias sowie die pelagischen Kalke und Kieselkalke des Oberen Jura zeigen keine Besonderheiten. Die Kreide wird u. a. durch einen Exogyren-Sandstein des Cenoman vertreten (Schliffe G 1507 — 1510 a/76).

Die Matrix ist erfüllt von feinen Quarz- und Karbonatkörnern. Neben Wurmresten *(Rotularia)* wurden zahlreiche Schalen von anisomyaren Muscheln, vor allem der Gattung *Exogyra*, beobachtet. Auch Echinodermen-Schutt ist vorhanden.

Cenoman steht heute im Bereich von Oberaudorf nicht an (Völk 1960, Ms.). Schlosser (1925, S. 55) bezog die Cenoman-Gerölle von einem südlichen Ausläufer des Mühlbacher Bergs, also aus dem Süden. Diese Ansicht soll auch in der vorliegenden Studie als Arbeitshypothese dienen.

Der Obere Jura ist im Material von Oberaudorf in Radiolarienfazies entwikkelt. Eine Ausnahme davon machen einige Gerölle eines weißlichen Kalks, der sich unter dem Mikroskop als litoraler Malm entpuppte. Es handelt sich um einen Schuttkalk mit reichlich Fossilresten. Schliff G 1506 a/76 läßt folgende Einzelheiten erkennen:

In eine hyalin-spätige, kalzitische Grundmasse sind zahlreiche abgerundete Gesteinsfragmente eingebettet. Sandschalige Foraminiferen (Textulariidae, Ataxophragmiidae) kommen häufig vor. Gehäuse mit einer labyrinthischen Feinstruktur sind als *Pseudocyclammina* zu bestimmen. Daneben treten Milioliden auf. Bezeichnende Mikrofossilien sind ferner *Conicospirillina basiliensis* Mohler und *Trocholina alpina* (Leupold). An Metazoen wurden Reste von Bryozoen, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermen beobachtet. Die Algen werden durch *Cayeuxia, Bacinella* und Dasycladaceen repräsentiert.

Ein mikrofaziell übereinstimmendes Geröll wurde von Herrn J. Wührl am 6. 11. 1971 in den marinen Basisschichten des Unter-Oligozäns im Kohlenbach unterhalb des E-Werks von Kössen in Tirol gefunden. Im Schliff konnte zusätzlich die Alge *Clypeina jurassica* Favre erkannt werden.

Höherer Dogger und Malm sind im Gebiet von Oberaudorf und auch weiter im N in Geosynklinalfazies entwickelt (u. a. Völk 1960, Ms.). Eine Herkunft der Gerölle aus nördlichen Regionen erscheint daher wenig wahrscheinlich. Auch der subalpine Malm, der die Unterlage des nordalpinen Flysches bildet, zeigt eine pelagische Ausbildung. So sind Geröllchen dieser Gesteine, welche in Flyschbrekzien schichtweise sehr häufig auftreten, meist von Radiolarien und Calpionellen erfüllt. Als Beispiel hierfür seien die oberkretazischen Kalkgraben-Schichten des Kalkgraben-Bruchs NE Schliersee angeführt.

Vergleichsmöglichkeiten ergeben sich indessen mit dem Plassenkalk, der nach Tollmann (1976, S. 365) auch im Sonnwendgebirge in Tirol ansteht. Aus diesem Gebiet beschrieb bereits Weynschenk (1950, S. 7, Taf. 3, Bild 26) eine *Pseudocyclammina,* deren Fundschicht er zunächst in die Obere Trias, wenig später in den Oberen Jura einstufte (vgl. hierzu Hagn 1968, S. 28—29). Es liegt daher nahe, die Gerölle von Oberaudorf und von Kössen auf eine südliche Randfazies des Malm-Meeres zu beziehen.

Hier stellt sich die Frage nach dem Alter des geröllspendenden Konglomerats. Handelt es sich hierbei um ein Schichtglied der Oberaudorfer Schichten und damit um Ober-Eozän oder um eine quartäre Nagelfluh? Dünnschliffe der Grundmasse erwiesen sich zumeist als fossilleer. Nur hin und wieder wurde ein Nummulitenrest beobachtet, der aber umgelagert sein konnte. Endlich wurde eine Gesteinspartie entdeckt, welche reichlich Gehäuse von *Nummulites fabianii* (Prever), *Gypsina linearis* (Hanzawa), Haddonien und Milioliden enthält. Durch diesen Fund wird die meerische Entstehung des Konglomerats belegt und zugleich sein obereozänes Alter festgestellt. Da die Konglomerate der Gfallermühle limnofluviatil sind, kommen für einen Vergleich nur die marinen Basalkonglomerate in Frage (Völk 1960, Ms.). Diese Deutung entspricht sehr gut den Gegebenheiten im Gelände. Demnach stellt unser Konglomerat das tiefste Schichtglied des Nordflügels der Oberaudorfer Mulde dar.

Fassen wir zusammen: Das Basalkonglomerat von Oberaudorf führt ortsfremde Komponenten (Malm, Cenoman, Paleozän, Unter- und Mittel-Eozän). Ihre Heimat lag im Süden. Das Meer drang von N her in den kalkalpinen Raum ein, wurde aber sehr bald wieder zurückgedrängt. Umlagerungsvorgänge spielten während des gesamten Ober-Eozäns eine bedeutende Rolle. Auch das jüngste Schichtglied der Oberaudorfer Schichten, die Konglomerate und ihre Begleitgesteine von der Gfallermühle, sind reich an allochthonen Komponenten aus Trias, Jura, Kreide und Alttertiär (Hagn 1960, S. 146 usf.).[3])

[3]) Kurz nach Abschluß des Manuskriptes erschien eine sehr dankenswerte Arbeit von W. Schnabel & I. Draxler (mit einem Beitrag von H. Stradner), in der über sedimentologische und mikrofloristische Untersuchungen (Pollen, Sporen, Hystrichosphäriden, Dinoflagellaten, Nannoplankton) im Bereich des Unterinntales berichtet wird. Auch mit Hilfe dieser Kleinstorganismen war es möglich, umfangreiche Umlagerungen aus Kreide und Alttertiär nachzuweisen.

Die genannten Autoren gelangten ebenfalls zu dem Ergebnis, daß das alttertiäre Meer von N in den kalkalpinen Raum eingedrungen ist. In diesem Zusammenhang wäre auch noch Wunderlich (1967, Abb. 7 auf S. 52) zu zitieren, der die Ablagerungen des Unterinntales als „Rückseiten-Sedimentation nach Durchgang der Orogenfront" deutete.

Die Schwerminerale der Oberaudorfer Schichten (vor allem Chromit) weisen auf ein „noch als exotisch zu bezeichnendes Liefergebiet im nördlichen Einzugsbereich des Inntaler Tertiärs" hin (Schnabel in Schnabel & Draxler 1976, S. 339). Nach Zeil (1956, S. 399) könnte man hier an den Rumunischen Rücken denken. Durch dieses Ergebnis wird auch die Frage berührt, ob die Gerölle des Oberaudorfer Eozäns aus dem Norden oder Süden stammen. Es sei nicht verschwiegen, daß sich Hagn & Wellnhofer (1967, S. 260—261) für einen Transport aus dem Norden entschieden. Die im Haupttext (s. oben) thesenartig formulierten Aussagen sollen auch andere Autoren dazu anregen, zu dieser Frage Beiträge zu leisten.

Das Miozän-Geröll hat demnach mit den Alttertiär-Geröllen des Basalkonglomerats nichts zu tun. Es stammt offensichtlich aus einer geringmächtigen quartären Hüllschicht, welche die obereozäne Konglomeratrippe ummantelt. Während der Bauarbeiten wurden auf dem Grundstück SCHRAMM immer wieder rötliche Letten angeritzt, die nach VÖLK (1960, Ms.) in der näheren Umgebung mehrfach zutage treten. Sie sind wohl Bestandteil einer stark verwitterten Lokalmoräne. An klastischen Komponenten wurden vorwiegend kantengerundete Brocken des Oberaudorfer Eozäns (Basisschichten, *Fabianii*-Sandstein), also ortsgebundene Gesteine, angetroffen. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß auch der mittelmiozäne Sandkalk mit Bryozoen, Austern und *Balanus* keinen allzu weiten Weg zurückgelegt hat. Dafür spricht auch der unvollständige Rundungsgrad des Gerölls (S. 116), das man eigentlich als Geschiebe bezeichnen müßte.

Eine anthropogene Verschleppung des Gerölls bzw. des Geschiebes erscheint nach menschlichem Ermessen ausgeschlossen. Da die Integrität der Sammler außer Zweifel steht, könnte sie ohnehin nur durch Zufuhr von Schottermaterial während früherer Bauarbeiten erfolgt sein. Auch in diesem Fall würde das Miozän-Geröll aus der näheren Umgebung von Oberaudorf, sicher aber aus dem Unterinntal stammen.

Das Geröll von Oberaudorf gibt somit Anlaß, unsere bisherigen Vorstellungen über die Paläogeographie des Unterinntales in jungtertiärer Zeit zu überdenken. Man nahm bisher an, daß die Angerberg-Schichten, von den Augenstein-Schottern einmal abgesehen, die jüngsten Sedimente des nordalpinen Raumes darstellen. Der neue Fund beweist aber, daß im Mittel-Miozän im Bereich der Inntalfurche Seichtwassersedimente abgelagert wurden, die eine große Ähnlichkeit mit Gesteinen der Oberen Meeres-Molasse aufweisen. Diese faziellen Anklänge sind so zu verstehen, daß wir auch südlich Oberaudorf eine Strandfazies vor uns haben, wie sie für alle Küstenregionen des Miozän-Meeres kennzeichnend ist. Dieses Litoral tritt naturgemäß nicht nur am Südrand des Molassebeckens, sondern auch entlang seiner nördlichen Umrahmung auf. Als Beispiel seien hier die Aufschlüsse der Sandgrube Höch SW Passau genannt.

Es fällt nicht schwer, sich ein buchtartiges Eindringen des Meeres der Subalpinen Molasse in die Inntalsenke vorzustellen. Von der Geomorphologie her mag das Bild eines ertrunkenen Tales gerechtfertigt sein. Nimmt man an, daß die Flyschzone infolge der Überschiebung auf ihr Vorland (Ultrahelvetikum und Helvetikum) bereits im Mittel-Miozän stärker herausgehoben war, könnte man auch an einen fjordartigen Durchstich denken. Das Flyschgebirge lieferte seinen Schutt hauptsächlich nach N in den Molassetrog (z. B. Kaltenbach-Graben bei Miesbach; vgl. hierzu S. 129). Desgleichen ist eine, wenn auch geringere Schüttung nach S anzunehmen, da das Miozän-Geröll von Oberaudorf spiculitische Komponenten der Flyschzone enthält.

Das Unterinntal stellt eine tektonisch altangelegte Schwächezone mit allgemeiner Senkungstendenz dar. Zum Phänomen Unterinntal gehört auch das Übergreifen des helvetischen Priabon-Meeres auf sein im N und NE gelegenes Vorland (LEMCKE 1973, S. 13). Im Westen (z. B. im Allgäu) fand die Transgression des Alttertiär-Meeres erst im Unter-Oligozän (Latdorf) statt.

In jüngster Zeit konnte LEMCKE (1973, S. 15, 27) auf die Bedeutung der Helvet-Transgression für die Paläogeographie der Molassezone hinweisen. Im Gegensatz zum Burdigal wurden weitere Krustenteile von der Überflutung erfaßt. Auch

Gall (1975, S. 199 usf.) gelang der Nachweis eines III. Zyklus der Oberen Meeres-Molasse im Bereich der Alb, der mit dem „Oberbechinger Horizont" des Mittel-Helvets (mit Austern und *Balanus*) eingeleitet wurde (l. c., S. 195—196). Seine Sedimente sind der Klifflinie im N vorgelagert. So ist auch für die „südliche Klifflinie" ein Ausbauchen in das Unterinntal hinein anzunehmen, zumal im östlichen Oberbayern im Helvet die Schlier-, also die Beckenfazies vorherrscht.

Weiter im Osten, im Meridian von Salzburg, liegt die Küstenlinie wieder im Bereich des Aufgerichteten Südrands der Vorland-Molasse. Der Wachtbergschotter (Helvet) führt nach Traub (1948, S. 60) Bryozoen, Austern und Balaniden. Wir haben somit ähnliche Verhältnisse wie westlich des Unterinntals vor uns. Die Ansicht Kordiuk's (1938, S. 24), der Südrand des Miozän-Meeres sei in Oberösterreich in den Alpen selbst zu suchen, kann daher als widerlegt gelten.

Noch ist das vorliegende Beweismaterial gering, doch sollte das wenige schon jetzt demonstriert werden, um die allgemeine Aufmerksamkeit darauf zu lenken. Jeder neue Fund wird ein Mosaiksteinchen sein, welches das soeben entworfene Bild farbiger und vollständiger gestalten wird.

C. Zur Frage des Flysch-Alttertiärs

Spiculite und spiculitische Gesteine sind in den Nördlichen Kalkalpen und ihrem Vorland weit verbreitet. Im kalkalpinen Jura treten Reste von Kieselschwämmen vor allem im Lias (Hagn 1955, Taf. 14, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 1) und im Dogger auf. In den mitteljurassischen „Chiemgauer Schichten" (Tollmann 1976, S. 326 usf.) werden die Schwammnadeln (Megaskleren) häufig durch ovale bis nierenförmige Rhaxen (Mikroskleren) verdrängt. Nach einem Rückgang im Malm erlebten die Silicispongiae in der Unterkreide eine neue Blütezeit. Als Beispiel seien hier die Kieselkalke des jüngeren Teils der Roßfeld-Schichten genannt (vgl. hierzu Hagn 1955, Taf. 21, Fig. 1). — In der Flysch-Oberkreide stellen Schwamm-Spiculae die häufigsten Fossilreste dar. Die Fazies der Zementmergel-Serie ist besonders reich an Schwammnadeln (z. B. Hagn 1955, Taf. 36, Fig. 1). Spiculite sind daher maßgeblich am Aufbau der Flyschberge beteiligt; infolge ihrer Härte erscheinen sie nicht selten als Gipfelbildner. — Auch in der helvetischen Zone wurden Schwammnadeln schichtweise nicht selten angetroffen, so in den Drusberg-Schichten der mittleren Unterkreide (Hagn 1955, Taf. 42, Fig. 2).

Neben diesen autochthonen Vorkommen werden ungeheure Mengen von Schwammnadelgesteinen auf sekundärer Lagerstätte beobachtet. Abtragung und Umlagerungsvorgänge führten zu einer Anreicherung in Konglomeraten und Schottern der Subalpinen Molasse und der quartären Hüllschichten. Gerölle und Geschiebe dieser Gesteine spielen daher beim Aufbau des Alpenvorlandes eine wesentliche Rolle.

Während des Transports wurden Spiculite verschiedenen Alters und unterschiedlicher Herkunft miteinander vermengt. Viele Gerölle lassen sich, losgelöst aus ihrem früheren Schichtverband, heute nicht mehr bestimmen. Die Mikrofazies der Spiculite ist, trotz all ihrer Schwankungen, doch als recht eintönig zu bezeichnen. Die Suche nach Leitgeröllen gestaltet sich daher schwierig. Datierbare Gerölle verdienen deshalb eine eingehende Würdigung. Es hat sich gezeigt, daß die Hauptlast

der Beweisführung auf Kleinforaminiferen und Bruchstücken größerer Formen liegt. So können z. B. die Flysch-Spiculite an pelagischen Foraminiferen der Oberkreide *(Hedbergella, Globigerinelloides, Heterohelix)* erkannt werden.

In diesem Zusammenhang ist ein Geröll eines grauen spiculitischen Kalks zu erwähnen, dessen Länge 3 cm und dessen Breite 2,3 cm beträgt. Es wurde am 4. 9. 1971 dem oberaquitanen Konglomerat der Blauen Wand S Traunstein (Traun-Profil, Subalpine Molasse) entnommen. Diese schon von Boden (1935, S. 343 usf.) beschriebene Fundstelle lieferte in den letzten Jahren so manches aufschlußreiche Geröll (Hagn 1971, 1972; Hagn & Ott 1975). Das vorliegende Gestein wurde vom Verfasser (Hagn 1972, S. 120) mit „Flysch-Paleozän" in Beziehung gebracht.

Der Dünnschliff (G 1393 a/72) enthüllt eine dichte, mikritische Grundmasse, der vereinzelt Quarzkörner eingebettet sind. Glaukonit tritt hingegen stärker zurück. Pelagische Foraminiferen sind häufig; sie verteilen sich auf die Gattungen *Globigerina (Subbotina)* und *Acarinina*. Das Benthos wird u. a. durch *Bolivina* und *Stilostomella* vertreten. Unter den rotaliiden Kleinforaminiferen dominiert ein einziges Genus (s. unten). Daneben wurde *Cibicides* beobachtet. Die Großforaminifere *Discocyclina* konnte nur in winzigen Bruchstücken nachgewiesen werden (Abb. 2).

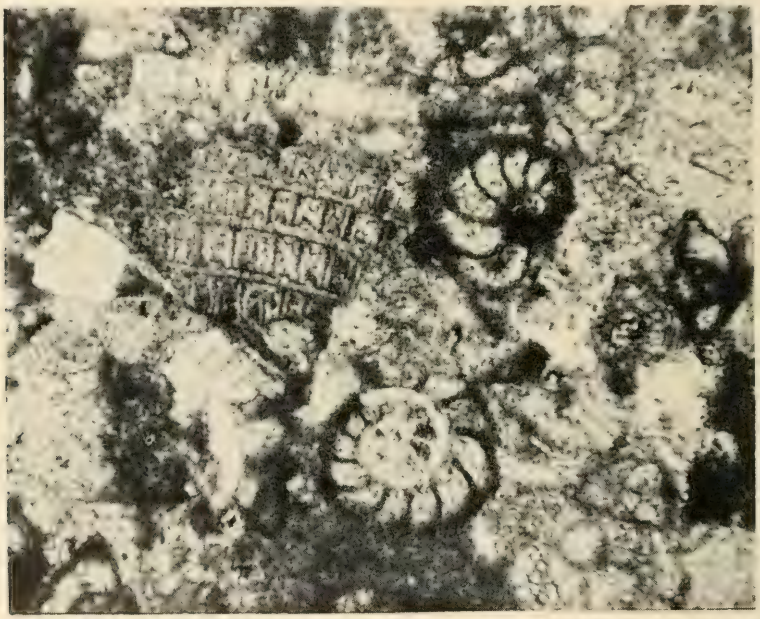


Abb. 2: Medianschnitt durch ein Bruchstück der Gattung *Discocyclina* (linke Bildhälfte) sowie Schnitte durch rotaliide Kleinforaminiferen *(?Osangularia)*. Das untere Gehäuse ist teilweise verkieselt; die Gehäusewand erscheint an dieser Stelle hyalin. — Kalkalpines Paleozän. Blaue Wand, Traun-Profil S Traunstein, Subalpine Molasse, Geröll aus dem Oberen Aquitan. Schliff G 1393 a/72. Vergrößerung ×81.

Das Faunenbild wird von Schwammnadeln beherrscht, deren Axialkanal noch gut erkennbar ist. Die Skleren sind fast immer kieselig erhalten und nur selten metasomatisch verkalkt. Die Spiculae, welche verstreut in der Matrix liegen, weisen eine deutliche Einregelung auf (Taf. 13, Fig. 2). An Metazoen wurden ferner Reste von Bryozoen und Echinodermen festgestellt. Auch Corallinaceen-Grus scheint auf.

Für die Gattungsbestimmung der oben erwähnten rotaliiden Formen stehen folgende Merkmale zur Verfügung: Das Gehäuse ist bikonvex. Die evolute Dorsalseite zeigt sich flacher als die involute Ventralseite. Die Gehäusewand erweist sich als perforiert, hyalin-granulat und bilamellar. Sie erscheint im auffallenden Licht weißlich-opak, im durchfallenden Licht bräunlich. Verkieselte Partien stellen sich hyalin-durchscheinend dar (Abb. 2). Nach Loeblich & Tappan (1964, S. C 752) kommt nur die Gattung *Osangularia* in eine engere Wahl. Da die Mündungsverhältnisse im Schliff nicht erkannt werden können, ist diese Bestimmung mit einem Fragezeichen zu versehen. *?Osangularia* tritt auch in der Hällritzer Serie der Flysch-Oberkreide ziemlich häufig auf. Sie ist in der höheren Oberkreide und im tieferen Alttertiär eines bestimmten Faziesbereiches offensichtlich weit verbreitet.

Die Gattung *Discocyclina* deutet auf den Zeitbereich Paleozän-Eozän hin. Die im Dünnschliff angetroffenen Schnitte durch *Acarinina* lassen eher auf Paleozän als auf Eozän schließen. Da faunistische Hinweise auf Eozän fehlen, sei das Geröll vorerst in das P a l e o z ä n gestellt.

Auf einer Studenten-Exkursion wurde am 18. 7. 1964 in den Angerberg-Schichten (Ober-Oligozän) NE Voldöpp bei Rattenberg (Unterinntal, Tirol) ein Geröll aufgesammelt, dessen Mikrofazies vollkommen derjenigen des Gerölls von der Blauen Wand entspricht. Das Gestein ist als heller, bräunlichgrauer Kalk ausgebildet. Länge und Breite des Gerölls können mit 12 bzw. 9 cm angegeben werden. Im Dünnschliff (G 1514 a/76) beobachtet man zahlreiche pelagische Foraminiferen *(Globigerina, Acarinina)*, dazu die benthonischen Gattungen *Stilostomella* und *?Osangularia*. Schwammnadeln sind häufig; sie liegen nicht dicht gepackt, sondern schwimmen lose in der Grundmasse.

Bei der Durchsicht der von Herrn Dr. H. K. Zöbelein der Mikropaläontologischen Abteilung übereigneten Schliffsammlung (S. 115) wurde ein Dünnschliff (1473 a/75) entdeckt, welcher dieselben Beobachtungen wie die Schliffe G 1393 a/72 und G 1514 a/76 zuläßt. Er wurde von einem Geröll angefertigt, das Herr Dr. Zöbelein in den Konglomeraten des Höllgrabens bei Kleinsöll N Kundl (Unterinntal) fand. Das Alter dieses Gerölls wurde von M. Reichel, Basel, als Paleozän bestimmt. Weitere Schliffe lassen eine ähnliche Mikrofazies erkennen; z. T. wurden zusätzlich noch Radiolarien beobachtet. Nach Zöbelein (1955, S. 343) sind derartige Gerölle verhältnismäßig häufig; außerdem erreichen sie eine Länge von über 30 cm (vgl. hierzu Kövecs 1964, Ms., S. 37, Abb. 47).

Wie bereits Zöbelein (1955, S. 344) bemerkte, verglich Boden (1925, S. 500 bis 501) diese Gerölle mit Gesteinen der „Kieselkalkgruppe" des nordalpinen Flysches. Er nahm daher eine Schüttung aus dem Norden an. Da Boden die inneralpinen Komponenten für übereinstimmend mit den Flysch-Geröllen der Miozän-Molasse des Alpenvorlandes hielt, war er sogar geneigt, die Konglomerate von Kleinsöll in das Miozän bzw. Mittel-Miozän einzustufen (l. c., S. 501).

Hierzu können folgende Bemerkungen gemacht werden:

a) Die Konglomerate des Höllgrabens bei Kleinsöll sind dem jüngsten Profilabschnitt der „Unterangerberg-Schichten" eingeschaltet (Kövecs 1964, Ms.). Sie entsprechen damit dem höchsten Teil der Häringer Schichten (Tollmann 1976, S. 453—454). Ihr Alter ist

höheres Rupel oder tiefes Chatt. Eine genauere Einstufung scheitert an der Kleinwüchsigkeit und Verarmung der Mikrofaunen, welche auf eine stark verringerte Salinität schließen lassen. Im Gegensatz dazu gehören die limnofluviatilen Konglomerate von Voldöpp den Angerberg-Schichten an, die man heute ganz allgemein in das Ober-Oligozän stellt.

b) An der Wende von Mittel- zu Ober-Oligozän war die Flysch-Zone noch kein Schuttspender, jedenfalls nicht im östlichen Oberbayern und im Bereich des Unterinntals. Sie wurde erst im Laufe des Miozäns zu einer Gebirgsscheide und damit zu einem gemeinsamen Liefergebiet für Nord und Süd (S. 122). Die Ursache hierfür ist in der Überschiebung des Flysches auf sein Vorland zu erblicken. Diese war mit einer Heraushebung und damit mit einer Abtragung vor allem der nördlichen Deckenteile verbunden.

c) Die Flysch-Gerölle der Miozän-Molasse sind weitgehend der höheren Kreide zuzurechnen (S. 129). Auch die Kieselkalkgruppe wird heute der Kreide zugeordnet. Alttertiär-Gerölle konnten bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Erst in der vorliegenden Arbeit wird über eindeutige Funde berichtet (S. 129—130).

d) Den spiculitischen Geröllen der Blauen Wand, von Voldöpp und von Kleinsöll ist eine gewisse Flyschähnlichkeit nicht abzusprechen. Das Schliffbild erinnert in mancher Hinsicht an das der Hällritzer Schichten. So ist z. B. das häufige Auftreten der Gattung *?Osangularia* nicht zu übersehen (S. 125). Mit M. Richter (1970, S. 226) könnte man diese Ablagerungen daher als „flyschoid" ansprechen. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß z. B. auch Tollmann (1976, S. 446) Paleozän-Sedimente der Gießhübler Gosaumulde in Niederösterreich („Gießhübler Schichten") als flyschähnlich bezeichnete.

Aus alledem geht hervor, daß das Geröll der Blauen Wand nicht aus der Flysch-Zone abgeleitet werden kann. Da vergleichbare Gerölle in inneralpinen Konglomeraten (Häringer und Angerberg-Schichten) auftreten, muß sein Liefergebiet im Südteil oder am Südrand des Kalkalpins gelegen haben. Für einen weiten Transportweg spricht auch die Abnahme der Korngröße und der Häufigkeit von Süd nach Nord (S. 125). Ob der spiculitische Kalk aus dem Anstehenden stammt oder aus den Angerberg-Schichten etwa des Raumes Kössen in Tirol durch eine „Ur-Traun" umgelagert wurde, kann nicht entschieden werden. Für eine Umbettung stünde immerhin der Zeitraum vom Ober-Oligozän bis zum höheren Unter-Miozän zur Verfügung.

In gutem Einklang damit steht der Fund eines weiteren Paleozän-Gerölls aus dem Konglomerat der Blauen Wand (Hagn & Ott 1975, S. 125—126). Es handelt sich um einen hellen Riffschuttkalk mit *Elianella elegans* Pfender & Basse und Korallenresten *(Porites)*. Dieses Geröll konnte auf einen „Riffgürtel am Südrand der Kalkalpen" bezogen werden (l. c., S. 127).

Der Vollständigkeit halber sei hier noch auf dunkle bis schwarze Spiculit-Gerölle eingegangen, welche in den Konglomeraten des Traun-Profils weit verbreitet sind (z. B. Hagn & Hölzl 1952, Taf. 7, Fig. 32; Schliff 6a/51). Sie erscheinen mit hellen und dunklen Dolomiten „unbekannter Herkunft" vergesellschaftet. Da sie keine altersweisenden Mikrofossilien enthalten, bleibt ihr Alter zunächst ungeklärt. Hagn & Hölzl (1952, S. 102) leiteten diese „Lydite" in Anlehnung an Boden (1935) von einer Randschwelle zwischen Molasse und Helvetikum ab. Sie fügten hinzu: „Vielleicht entstammen sie einer mesozoischen Sedimenthülle dieser Kristallinschwelle".

Auch in der Subalpinen Molasse N Salzburg kommen „Lydite" vor. Traub (1948, S. 162) hielt sie für „?Obersilur" der Grauwackenzone. Neuaufsammlungen, welche der Genannte im Jahre 1974 im burdigalen Geröllmergel-Schlier von Oberndorf bei Laufen durchführte, erbrachte eindeutige Spiculit-Gerölle. Da diese zusammen mit Trias-Karbonaten (mit Dasycladaceen) auftreten, ist für sie wohl ebenfalls ein triadisches Alter anzunehmen.

Hierher gehört wohl auch ein Geröll aus der Falten-Molasse des westlichen Allgäus, dessen Schliffbild Schiemenz (1960, S. 96, Taf. 4, Fig. 1) beschrieb und wiedergab. Seine Fundschicht ist Oberes Chatt, die Fundregion Blatt Balderschwang. Die weite Verbreitung dieser dunklen Spiculite dokumentieren ferner Funde, welche Kövecs (1964, Ms.) in den inneralpinen Konglomeraten des Höllgrabens bei Kleinsöll und in den Angerberg-Schichten des Unterinntals machte. Es liegt ein schwarzer Kalk vor, der von Schwammnadeln und Radiolarien erfüllt ist (l. c., Abb. 45). Nach Kövecs „dürfte es sich um einen anisischen oder karnischen Kalkstein handeln".

Diese wenigen Beispiele mögen genügen, um einen Spiculit-Typus herauszustellen, welcher dem Flysch weitgehend fremd ist. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht zwar zum kalkalpinen Lias, doch scheint eine Übereinstimmung nicht gegeben. Wie bereits erwähnt, besitzen diese Spiculite dasselbe Verbreitungsgebiet wie die hellen und dunklen Dolomite unbekannter Herkunft. Es liegt daher nahe, für all diese Gesteine ein gemeinsames Liefergebiet anzunehmen.

Im Schrifttum spielte lange Zeit die Annahme einer schuttspendenden Schwelle am Südrand der Molassezone eine große Rolle. Sie wurde zwar schon von Cornelius (1920, S. 166) verworfen, doch gewann sie durch die Arbeiten Boden's Anhänger, darunter auch den Verfasser. Es ist hier nicht der Ort, in eine Diskussion auch nur der wichtigsten Arbeiten einzutreten. Die Randschwellen-Theorie kann heute als überholt gelten. Damit entfällt auch die Möglichkeit, die dunklen Dolomite und Spiculite von einer Aufragung zwischen Molasse und Helvetikum zu beziehen. Ein gleichzeitiger Transport von Geröllen nach N und S ist damit ebenfalls ausgeschlossen. Im Gegensatz zu früheren Äußerungen stimmt der Verfasser daher den Vorstellungen von Schiemenz (1955, S. 400; 1960, S. 68 usf., Abb. 19 auf S. 87) zu, nach denen die Dolomite in einer südlich der Kalkalpen, aber noch im N der Grauwackenzone gelegenen geotektonischen Einheit beheimatet waren.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden: Das Konglomerat der Blauen Wand führt zahlreiche sedimentäre Komponenten, welche sehr weit aus dem Süden stammen. Zum selben Ergebnis gelangte D. Schmeer (in Ganss et al. 1956, S. 91 bis 93) für einige Kristallin-Gerölle, die aus den Zentralalpen hergeleitet wurden. Es liegen somit verfestigte Fernschotter der „Ur-Traun" vor, welche eine deutliche Härteauslese zeigen und somit als Residual-Sedimente aufzufassen sind. Flysch konnte in ihnen bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, obwohl seine Gesteine meist umlagerungsresistent sind.

Neben diesem Ferntransport konnte im Traun-Profil noch eine Nahschüttung aufgespürt werden Hierher sind z. B. Assilinen zu rechnen, welche aus den Adelholzener Schichten ausgewaschen wurden (Hagn 1950, S. 13, Taf. 4, Fig. 6—7; Hagn & Hölzl 1952, S. 51). Desgleichen konnten Aufarbeitungen aus den Stockletten sowie aus den ihnen eingelagerten Lithothamnien-Kalken festgestellt werden. Selbst Kleinforaminiferen der helvetischen Oberkreide fehlen nicht. Alle diese Umlagerungsvorgänge blieben auf das Nordhelvetikum beschränkt.

Kehren wir zur Frage des Flysch-Alttertiärs zurück. Sie fand in den vergangenen Jahrzehnten eine recht unterschiedliche Beantwortung. Alttertiäre Schichtglieder wurden im Schrifttum nicht selten beschrieben. Eingehende mikropaläontologische Untersuchungen der bayerischen Vorkommen gaben indes Veranlassung, die gesamte bisher bekanntgewordene Schichtfolge des Flysches in die Kreide zu stellen (Hagn 1967, S. 273—274). Erst Freimoser (1973, S. 51) gelang im Högl-Flysch und in der Teisendorfer Flyschscholle im östlichen Oberbayern der Nachweis geringmächtiger alttertiärer Sedimente. Er konnte sich hierbei auf die Bestimmungen von H. Hekel (Nannoplankton) und U. Pflaumann (Kleinforaminiferen) stützen. Auch im Allgäu wurde Flysch-Paleozän mehrfach vermutet. So

könnte die Bleicherhorn-Serie des höheren Maastrichs durchaus in das Alttertiär hineinreichen, doch fehlt es bisher an Beweisen (vgl. hierzu v. RAD 1973, S. 123).[4])

Soweit das Anstehende. Es ist nun ein reizvolles Unterfangen, dem anscheinend so raren Flysch-Tertiär im subalpinen Schutt des Molassetrogs nachzuspüren. Dabei sind nicht nur Aufschlüsse über das Alter von Flysch-Geröllen, sondern auch Aussagen über die Faziesentwicklung und über die Menge des geförderten Materials zu erwarten.

Die Kenntnis der jüngsten Flysch-Ablagerungen ist auch im Hinblick auf das Wandern der Flysch-Fazies nach Norden von Bedeutung. Im Raum von Neubeuern am Inn griff sie erst im Ober-Eozän auf den nordhelvetischen Teiltrog über (HAGN 1973, S. 178). Im Unter-Oligozän erreichte die Flysch-Fazies schließlich den Molasseraum. So weisen die Deutenhausener Schichten des Südflügels der Murnauer Mulde mit ihren Mürbsandsteinen und Peliten einen deutlichen Flysch-Habitus auf.

Auf der Suche nach alttertiären Flysch-Geröllen erscheinen die jüngeren Konglomerate der Subalpinen Molasse am ergiebigsten. Sie enthalten die Abtragungsprodukte der Flysch-Zone, die während ihrer Heraushebung entstanden sind. Wie heute allgemein angenommen, wurde der Flysch auf sein Vorland (Ultrahelvetikum und Helvetikum) auf flacher Schubbahn überschoben. Diese Bewegungen erfolgten im Westen früher als im Osten. So kann der Aufstieg des Flysches im Bereich des Nesselburgfächers („Ur-Lech") nach SCHIEMENZ (1960, S. 88) an die Wende Chatt/Aquitan gelegt werden. Im Meridian von Miesbach tritt die erste deutliche Flysch-Schüttung hingegen erst im Ober-Burdigal auf (S. 129). Vor allem BODEN wurde nicht müde, in seinen Arbeiten die Bedeutung der Flysch-Gerölle für die Enthüllung der tertiären Gebirgsbildung hervorzuheben.

Im Frühjahr 1976 wurden 5 km SE Kempten nahe dem Bahnhof Sulzbrunn durch Bauarbeiten umfangreiche künstliche Aufschlüsse geschaffen (Bundesautobahn-Baulos E 103). Sie liegen im Nordflügel der Hauchenberg-Mulde. Die aufgeschlossene Schichtfolge gehört dem jüngeren Teil der Oberen Meeres-Molasse (Helvet) an. Am 29. 3. 1976 wurden vom Verfasser zwei Konglomeratlagen ausgebeutet. Die ältere Fundschicht trägt den Charakter eines Restschotters, die jüngere fällt in die Kategorie der „Rosinenmergel". In ihr erreichen einzelne Gerölle einen Durchmesser bis über 20 cm. Insgesamt wurden an die 50 Gerölle geborgen.

Die meisten Gerölle entpuppten sich u. d. M. als Spiculite. Sie besitzen z. T. ein sehr feines Korn; die Schwammnadeln sind in dieser Ausbildung dünn und zierlich. Daneben stellen sich feinkörnige spiculitische und glaukonitische Sandkalke ein. Zahlreiche Gerölle lassen eine starke Verkieselung erkennen. Nicht selten wurden pelagische Foraminiferen der Oberkreide beobachtet *(Globotruncana, Hedbergella, Heterohelix).* Das Benthos wird durch Sand- und Kalkschaler *(Bolivina, ?Osangularia)* vertreten. Die Foraminiferen sind in der Regel sehr kleinwüchsig. Daneben kommen Bryozoen- und Echinodermenreste vor. Geröllchen von Calpionellen-Kalken weisen auf umgelagerten Malm hin.

[4]) Allzu vereinfachte und dadurch unrichtige Angaben enthält das Lehrbuch von DAVIES et al. (1975, Fig. 21 auf S. 227). Darnach stellt die Flysch-Zone (unter Einschluß des Helvetikums) "mainly Eocene W. of the Chiem See, mainly Cretaceous, with imbrications of Palaeocene to Middle Eocene, to the E" dar.

Alle diese Gerölle sind der Flysch-Oberkreide zuzuordnen. Alttertiäre Komponenten konnten nicht ermittelt werden. Daneben kommen, wenn auch untergeordnet, Trias- und Jura-Gerölle des Kalkalpins vor.

Die Frage, warum Alttertiär-Gerölle in unserem Geröllspektrum fehlen, kann vorerst nicht beantwortet werden. Es wäre möglich, daß im Rückland von Kempten in der Tat kein Alttertiär-Flysch angestanden hat. Andererseits wäre zu bedenken, ob das Alttertiär im Mittel-Miozän nicht schon erodiert war. So wies Schiemenz (1955, S. 399) darauf hin, daß der jüngste Flysch wohl zuerst abgetragen wurde und daher in den älteren Molasse-Schichten zu erwarten ist.

Im Kaltenbach-Graben bei Miesbach steht am linken Ufer, noch westlich der Einmündung des Gerner Grabens, eine 0,75 m mächtige Konglomeratbank an, welche fast ausschließlich aus Flysch-Geröllen aufgebaut wird (Boden 1925, S. 477—478). Sie wurde am 27. 10. 1971 gemeinsam mit Herrn H. Mertel beprobt. Das Konglomerat ist oberburdigalen Mergeln des Aufgerichteten Südrands der Vorland-Molasse eingeschaltet (Hagn 1972, Fußn. 3 auf S. 121). Von zehn näher untersuchten Geröllen erwiesen sich neun als Flysch-Oberkreide; es liegen z. T. sehr feinkörnige Spiculite und Feinsandkalke vor. Eine Ausnahme hiervon macht lediglich ein Geröll eines feinkörnigen, schwach glaukonitischen Sandsteins, dessen Länge 6 cm und dessen Breite 3,5 cm beträgt. In den Dünnschliffen (G 1515 — 1518 a/76) wurden winzige Bruchstücke der Gattung *Discocyclina* beobachtet. Daneben konnten sehr selten rotaliide Kleinforaminiferen (u. a. *Asterigerina)* erkannt werden. Außerdem stellt sich feinster Schutt von Bryozoen, Echinodermen und Corallinaceen ein. Insgesamt ist das Gestein als sehr fossilarm zu bezeichnen.

Das vorliegende Geröll besitzt ein alttertiäres Alter. Paleozän ist wahrscheinlich, doch lassen die wenigen Fossilreste keine genauere Einstufung zu. Da das Geröll, von Gangquarzen abgesehen, nur von Flysch-Gesteinen begleitet wird, ist seine Heimat ebenfalls in der Flysch-Zone zu suchen. Damit ist Flysch-Alttertiär zum ersten Mal als Komponente in der Subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns nachgewiesen.

Bei der Durchsicht älteren Sammlungsmaterials wurde ein Geröll entdeckt, das in diesem Zusammenhang ebenfalls Erwähnung verdient. Es stammt aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Hohenleiten SW Beuerberg (vgl. hierzu Rothpletz 1917, S. 266; Boden 1925, S. 429 usf.). Das Geröll besitzt die Ausmaße 12×9×3,5 cm. Das Gestein ist als fein- bis mittelkörniger, gelblich-bräunlicher Sandstein ausgebildet. In der vorwiegend sparitischen Grundmasse (Schliffe G 871 bis 872 a/68) schwimmen zahlreiche Quarzkörner und andere Kristallin-Bröckchen. Glaukonit ist ziemlich selten. Geröllchen von Spiculiten und anderen Flysch-Gesteinen treten mengenmäßig stark in Erscheinung. Daneben kommen Resedimente, teils mit Milioliden, teils mit Globigerinen, vor. Die Kleinforaminiferen verteilen sich auf Sandschaler und auf rotaliide Kalkschaler. Die Gattung *Nummulites* wird durch kleine, linsenförmige Gehäuse repräsentiert. Bruchstücke von Discocyclinen sind sehr häufig. Bryozoen, Austern- und Echinodermen-Reste stellen sich ebenfalls ein. Auch Corallinaceen-Grus wurde beobachtet.

Die Anwesenheit von Nummuliten bedingt als Mindestalter Ober-Paleozän (Ilerd). Tieferes Eozän kann allerdings nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Das Geröll tritt in Begleitung zahlreicher Flysch-Gesteine auf. Da ein Vergleich mit kalkalpinen Sandsteinen aus mikrofaziellen Gründen nicht möglich ist, wird auch dieses Geröll aus dem Alttertiär der Flysch-Zone hergeleitet.

Diese ersten Funde sind zwar noch spärlich, doch ermutigen sie zu einer künftig gezielten Suche. Die beiden Gerölle vermitteln zumindest einen ersten Eindruck von der faziellen Ausbildung des Flysch-Alttertiärs. Es sind Gesteine, welche an den Greifensteiner Sandstein des Wiener Waldes erinnern. Da anzunehmen ist, daß nicht wenige Sandsteine fossilfrei sind, wird ein beträchtlicher Teil der Flysch-Gerölle allerdings nicht eindeutig zu bestimmen und damit zu erfassen sein. Vielleicht gehört auch ein Teil der glaukonitischen Sandsteine der „helvetischen Kreide" bei Boden (1925, S. 436 u. a. a. O.) hierher.

Vorerst hat es noch den Anschein, als träten die alttertiären Komponenten gegenüber den oberkretazischen Geröllen außerordentlich stark zurück. Ob dieser Befund der Wirklichkeit entspricht, müssen weitere Aufsammlungen erweisen. Es zeigt sich hier erneut, daß die tertiäre Geschichte der Alpen und ihres Vorlandes ohne Kenntnis ihrer abgetragenen Schichtglieder nicht geschrieben werden kann.

Literatur

Ahrendt, H.: Geologische Untersuchungen auf Blatt Weiler im Allgäu (Meßtischblatt Nr. 8425). — Unveröff. Dipl.-Arb., 1—63, I—XXVI (Legende zur geol. Karte, Profile, Geröllanalysen, Siebanalysen, Schliffbeschreibung), 1 geol. Karte 1:25 000, Taf. 1 (geol. Übersichtskarte), 16 Abb., Inst. f. Allg. u. Angew. Geol. Univ., München 1965.

Boden, K.: Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. — Mitt. Geogr. Ges. München, **18**, 427—504, Taf. 26, 8 Abb., 1 Tab., München 1925.

Boden, K.: Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **4**, 1—33, München 1931.

Boden, K.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Chiemgauer Molasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, 337—354, 2 Abb., 2 Tab., Berlin 1935.

Cornelius, H. P.: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayrischen Molasse. — Verh. Geol. Staatsanst., 161—170, Wien 1920.

Cornelius, H. P.: Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. — Verh. Geol. Bundesanst., 183—191, Wien 1923.

Davies, A. M.: Tertiary Faunas. A Text-book for Oilfield Palaeontologists and Students of Geology. Vol. II. The Sequence of Tertiary Faunas. Revised and brought up to date by F. E. Eames & R. J. G. Savage. — 1—447, 34 Abb., 4 Tab., London (George Allen & Unwin Ltd) 1975 (zitiert als Davies et al. 1975).

Freimoser, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — Geol. Bav., **66**, 1972, 7—91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1973.

Gall, H.: Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15**, 179—205, 4 Abb., München 1975.

Ganss, O.: Geologie des Blattes Bergen. Mit einem Beitrag von I. de Klasz (Helvetische Zone), K. Götzinger (Bohrung Bergen 1) und F. Vogel (Bodenkundlicher Beitrag). —

Geologica Bavarica, **26**, 1—164, 1 Karte und 1 Profiltaf. 1:25 000, 7 Abb., 5 Beil., München 1956 (zitiert als Ganss et al. 1956).

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — I—XX, 1—950, 5 geol. Karten, 1 Bl. Gebirgsansichten, 42 Profiltaf., 25 Abb., Gotha (Verlag Justus Perthes) 1861.

Hagn, H.: Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — Geologica Bavarica, **5**, 1—45, Taf. 1—5, München 1950.

Hagn, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Internat. Sedim. Petr. Ser., **1**, I—XII, 1—174, Taf. 1—71, 2 Abb., 8 Tab., Leiden 1955.

Hagn, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica, **44**, 1—208, Taf. 1—12, 10 Abb., 1 Tab., München 1960.

Hagn, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, 245—320, 3 Abb., 1 Tab., München 1967.

Hagn, H.: *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 3—50, Taf. 1—3, 8 Abb., München 1968.

Hagn, H.: Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11**, 17—32, Taf. 4, München 1971.

Hagn, H.: Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12**, 113—124, Taf. 7 bis 8, 1 Abb., München 1972.

Hagn, H.: Helvetikum-Zone. Das Helvetikum von Neubeuern am Inn (mit Beiträgen von Erlend Martini und Wolf Ohmert). — In: Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 8238 Neubeuern, 151—208, 348—352, Taf. 11—20, 2 Tab., München 1973.

Hagn, H. & O. Hölzl: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — Geologica Bavarica, **10**, 1—208, Taf. 1—8, 7 Abb., 2 Tab., München 1952.

Hagn, H. & E. Ott: Ein Geröll mit *Elianella elegans* Pfender & Basse (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15**, 119—129, Taf. 11, 1 Abb., München 1975.

Hagn, H. & P. Wellnhofer: Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg (mit einem Beitrag von A. Selmeier). — Geologica Bavarica, **57**, 205—288, Taf. 1—12, 5 Abb., München 1967.

Hagn, H. & W. Zeil: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb., **69**, 537—598, Taf. 40—44, 1 Abb., Hannover 1954.

Hölzl, O.: Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. — Geologica Bavarica, **38**, 1—348, Taf. 1—22, 6 Abb., München 1958.

Kövecs, G.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Unterinntal zwischen Rattenberg und Niederbreitenbach (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb., 1—113, 1 geol. Karte 1:25 000, 1 Profiltaf. 1:25 000, 72 Abb., Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ., München 1964.

Kordiuk, B.: Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. — Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., **187**, 1—47, Taf. 1—3, 14 Abb., 2 Tab., Berlin 1938.

Lemcke, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — Geologica Bavarica, **69**, 5—48, 11 Abb., 2 Beil., München 1973.

Lindenberg, H. G.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet von Kössen in Tirol. — Unveröff. Dipl.-Arb., 1—102, 1 geol. Karte 1:10 000, 1 Profiltaf., 1 Über-

sichtsskizze, Taf. 1—15, 13 Abb., 1 Panoramaphoto, Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ., München 1962.

Lindenberg, H. G.: Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. — Boll. Soc. Paleont. Ital., **4**, 1965, 64—160, 32 Abb., 5 Detailkarten, 4 Beil., Modena 1966.

Loeblich, A. R., Jr. & H. Tappan: Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly „Thecamoebians" and Foraminiferida. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology, 2 Bände, I—XXXI, C 1—900, 653 Abb., The University of Kansas Press, Lawrence 1964.

Majewske, O. P.: Recognition of Invertebrate Fossil Fragments in Rocks and Thin Sections. — Internat. Sedim. Petr. Ser., **13**, I—XV, 1—101, Taf. 1—106, 1 Porträt, 8 Tab., Leiden 1969.

Muheim, F.: Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. — Eclogae Geol. Helv., **27**, 181—296, 1 geol. Karte 1:25 000 (Taf. 6), 1 Profiltaf. (Taf. 7), 1 Abb., 8 Tab., Basel 1934.

Newman, W. A., V. A. Zullo & T. H. Withers: Cirripedia. In: Part R. Arthropoda 4 by Brooks, H. K., Carpenter, F. M., Glaessner, M. F. et al. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology, I—XXXVI, R 1—398, 216 Abb., The University of Kansas Press, Lawrence 1969.

Rad, U. v.: Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. — Geologica Bavarica, **66**, 1972, 92—147, Taf. 1—8, 14 Abb., 1 Tab., 3 Beil., München 1973.

Reiser, K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. — Geogn. Jh., **33**, **35**, **36**, 1920, 1922, 1923, 57—198, 1—82, 1—34, 1 geol. Karte 1:25 000, 1 Taf., 5 Abb., München 1922—1924.

Richter, M.: Beginn und Ende der Flysch-Sedimentation. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 225 bis 234, Stuttgart 1970.

Rothpletz, A.: Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. — Mitt. Geogr. Ges. München, **12**, 99—314, 2 geol. Karten 1:25 000 bzw. 1:150 000, Taf. 12, 31 Abb., München 1917.

Schiemenz, S.: Schotteranalyse und Paläogeographie der Subalpinen Molasse Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, 396—401, 3 Abb., Hannover 1955.

Schiemenz, S.: Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. Geol. Jb., **38**, 1—119, Taf. 1—6, 23 Abb., 17 Tab., Hannover 1960.

Schlosser, M.: Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. II. Teil: Die Obereocaenfauna. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., **30**, 7. Abh., 1—207, 1—68, Taf. 1—8, 4 Tab., München 1925.

Schnabel, W. & I. Draxler: Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. Mit einem Beitrag von Herbert Stradner, Wien. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 325—357, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1976.

Scholz, H.: Ein neuer Aufschluß in der Oberen Meeresmolasse von Kempten. — Mitt. Naturwiss. Arbeitskr. Kempten/Allgäu, Kempten 1976 (im Druck).

Tollmann, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — I—XV, 1—580, Taf. 1—3, 256 Abb., Wien (Verlag Franz Deuticke) 1976.

Traub, F.: Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. — N. Jb. Mineral. etc. Mh., 1945—1948, B, 53—71, 161—174, 1 geol. Karte 1:25 000, 1 Profil, 4 Abb., Stuttgart 1948.

Völk, H.: Geologie des westlichen Unterinntales zwischen Oberaudorf und Kiefersfelden. — Unveröff. Dipl.-Arb. 1—98, 1 geol. Karte 1:10 000, 1 Profiltaf. 1:12 500, 16 Abb., 5 Beil., Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ., München 1960.

Weynschenk, R.: Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol). — Schlern-Schriften, **83**, 1—33, Taf. 1—3, 5 Abb., 1 Tab., Innsbruck 1950.

Wunderlich, H. G.: Orogenfront — Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe. — Geol. en Mijnbouw, **46**, 40—60, 10 Abb., Den Haag 1967.

Zeil, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **103**, 375—412, Taf. 17—19, 8 Abb., Stuttgart 1956.

Zöbelein, H. K.: Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergschichten) des Tiroler Unterinntales (Vorläufige Mitteilung). Mikropaläontologische Befunde von Manfred Reichel, Basel. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 342—348, Stuttgart 1955.

Tafel 11

Fig. 1—2: Mittel-Miozän (Helvet). S Oberaudorf (Unterinntal), Mühlauer Straße 29, Geröll bzw. Geschiebe aus Lokalmoräne. Alle Vergrößerungen ×18.

1: Sandkalk mit Austernschalen (blasig) und Bryozoen (dunkel). Schliff G 1496 a/76. Zu S. 117.

2: Querschnitt durch eine Kalkplatte von *Balanus*. Bezeichnend sind die Interlaminaren Figuren (Bildmitte) sowie die Querschnitte durch die Längskanäle. Schliff G 1497 a/76. Zu S. 118.

Tafel 12

Fig. 1: Sandkalk mit Austernschalen (Bildmitte) und Bryozoen (rechts oben). Mittel-Miozän (Helvet). S Oberaudorf (Unterinntal), Mühlauer Straße 29, Geröll bzw. Geschiebe aus Lokalmoräne. Schliff G 1498 a/76. Vorgrößerung ×18. Zu S. 117.

2: Sandstein mit Schale von *Exogyra* (Bildmitte). Cenoman. Thalham N Miesbach, Geschiebe aus Moräne. Schliff G 892 a/68. Vergrößerung ×32. Zu S. 118.

Tafel 13

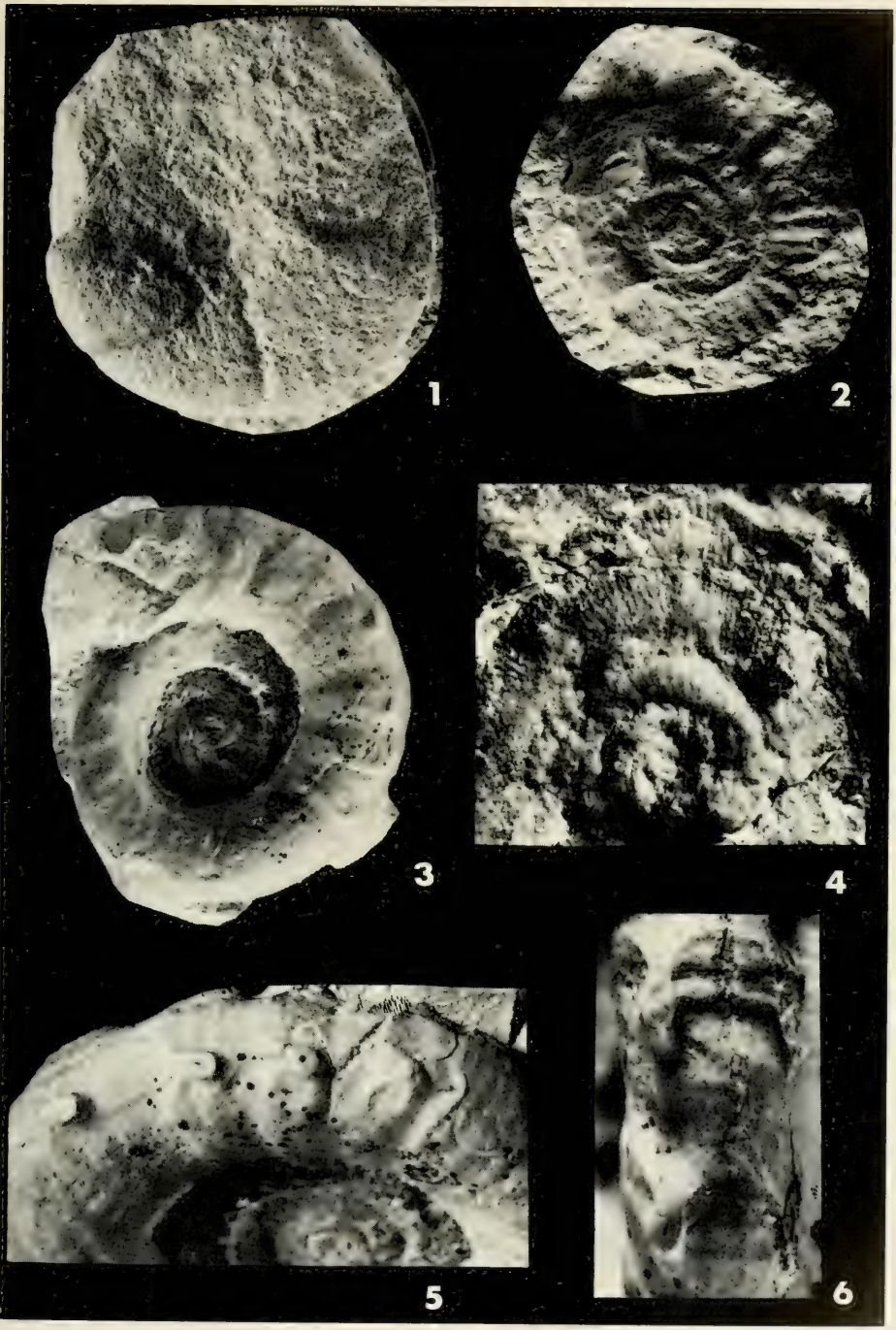
Fig. 1: Bryozoenstöckchen. Mittel-Miozän (Helvet). S Oberaudorf (Unterinntal), Mühlauer Straße 29, Geröll bzw. Geschiebe aus Lokalmoräne. Schliff G 1499 a/76. Vergrößerung ×18. Zu S. 116.

2: Spiculitischer Kalk mit eingeregelten Schwammnadeln. Kalkalpines Paleozän. Blaue Wand, Traun-Profil S Traunstein, Subalpine Molasse, Geröll aus dem Oberen Aquitan. Schliff G 1393 a/72. Vergrößerung ×18. Zu S. 124.

Das gesamte Untersuchungsmaterial befindet sich in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

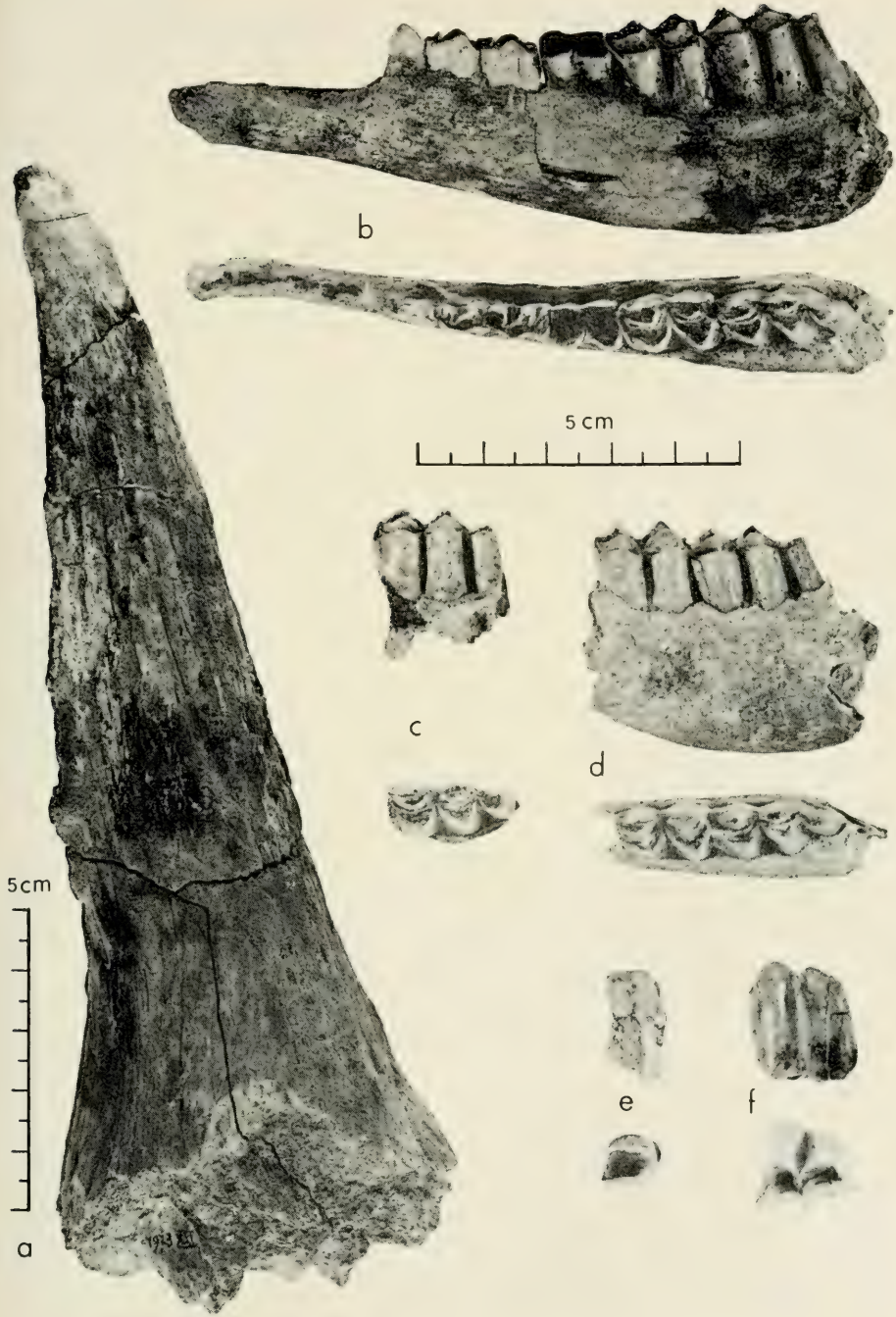
Anhang

Tafel 1 bis 13



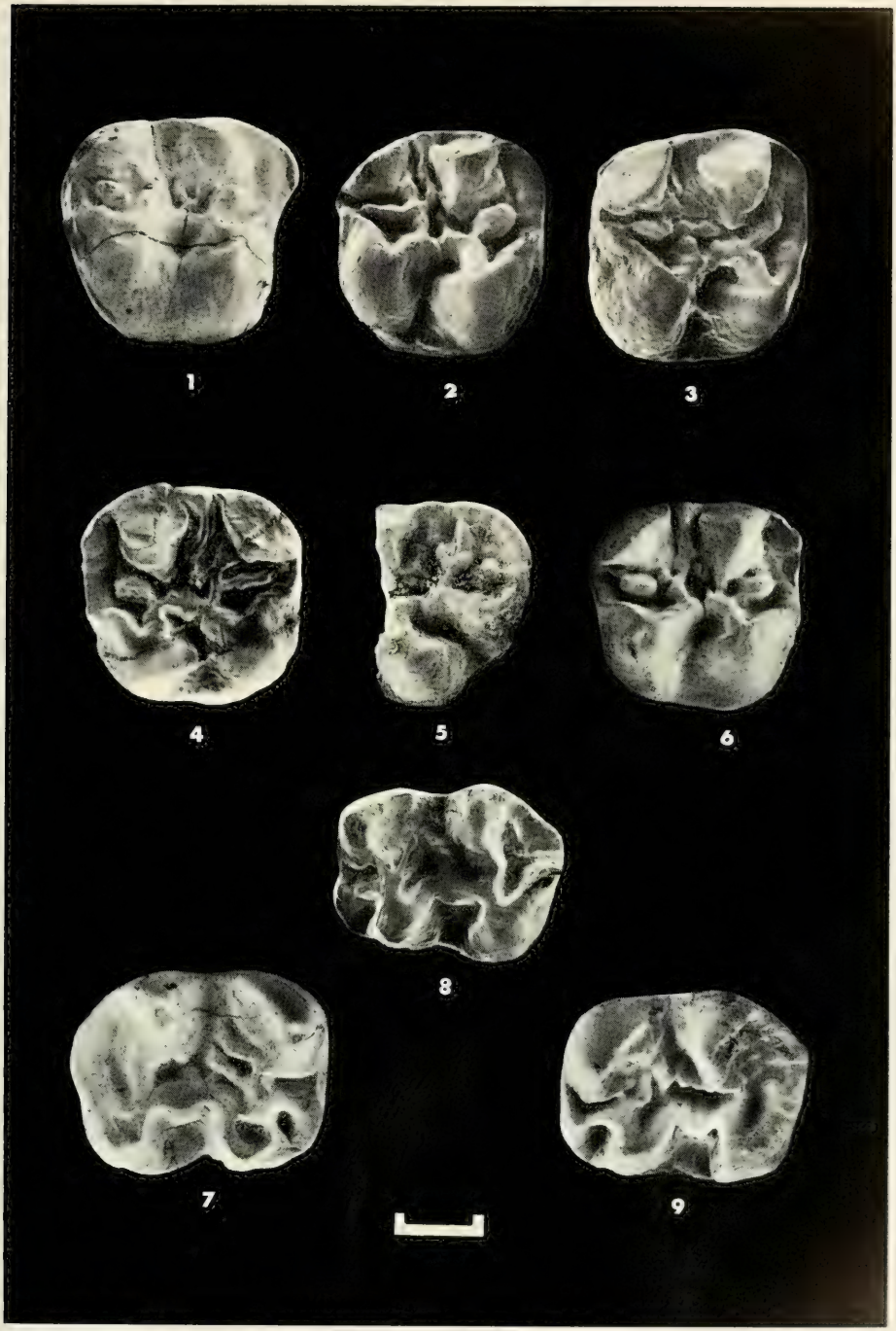
SCHAIRER, G.: Zwei seltene Ammoniten

Tafel 1



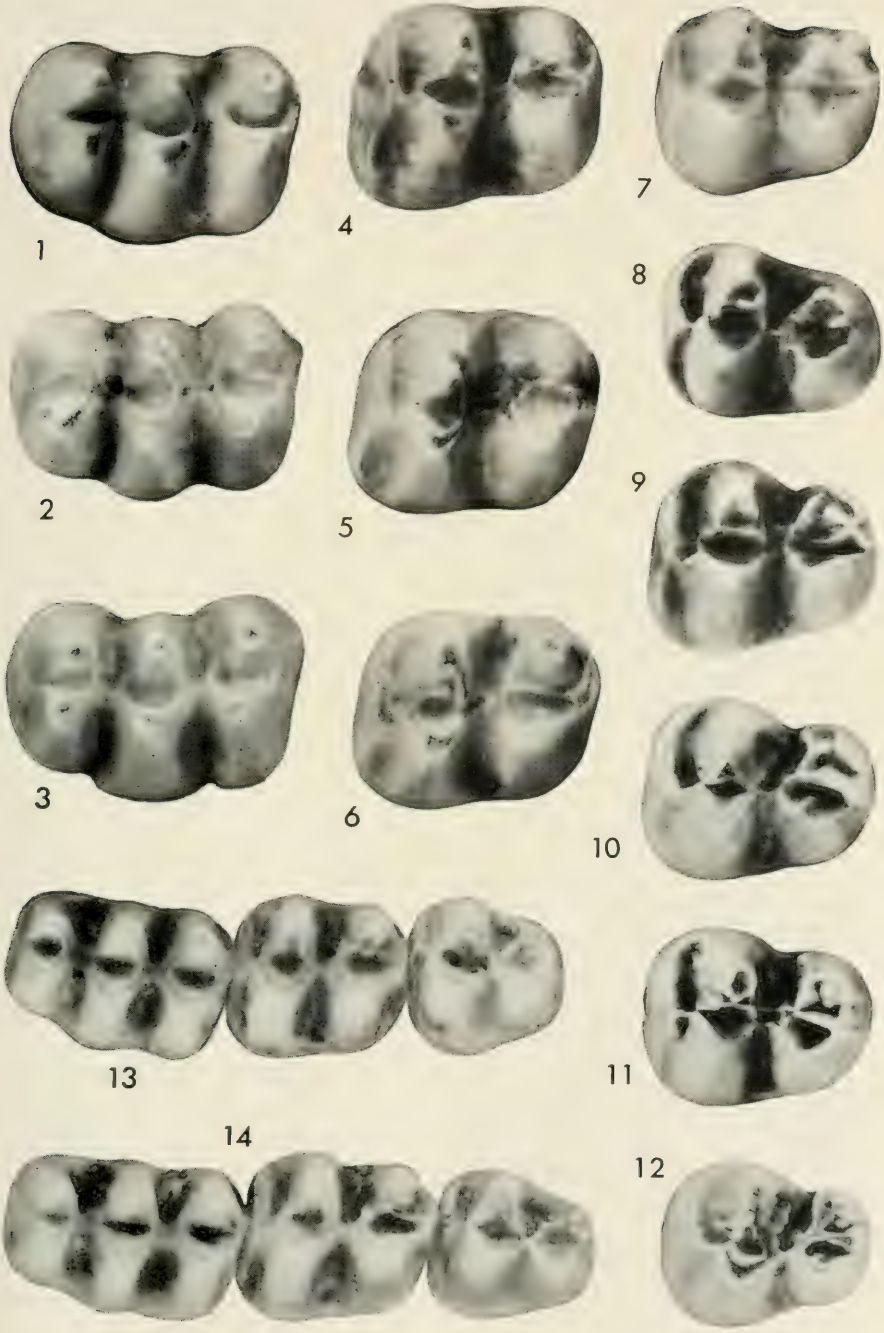
Bosscha Erdbrink, D. P.: *Samotherium, Oioceros*

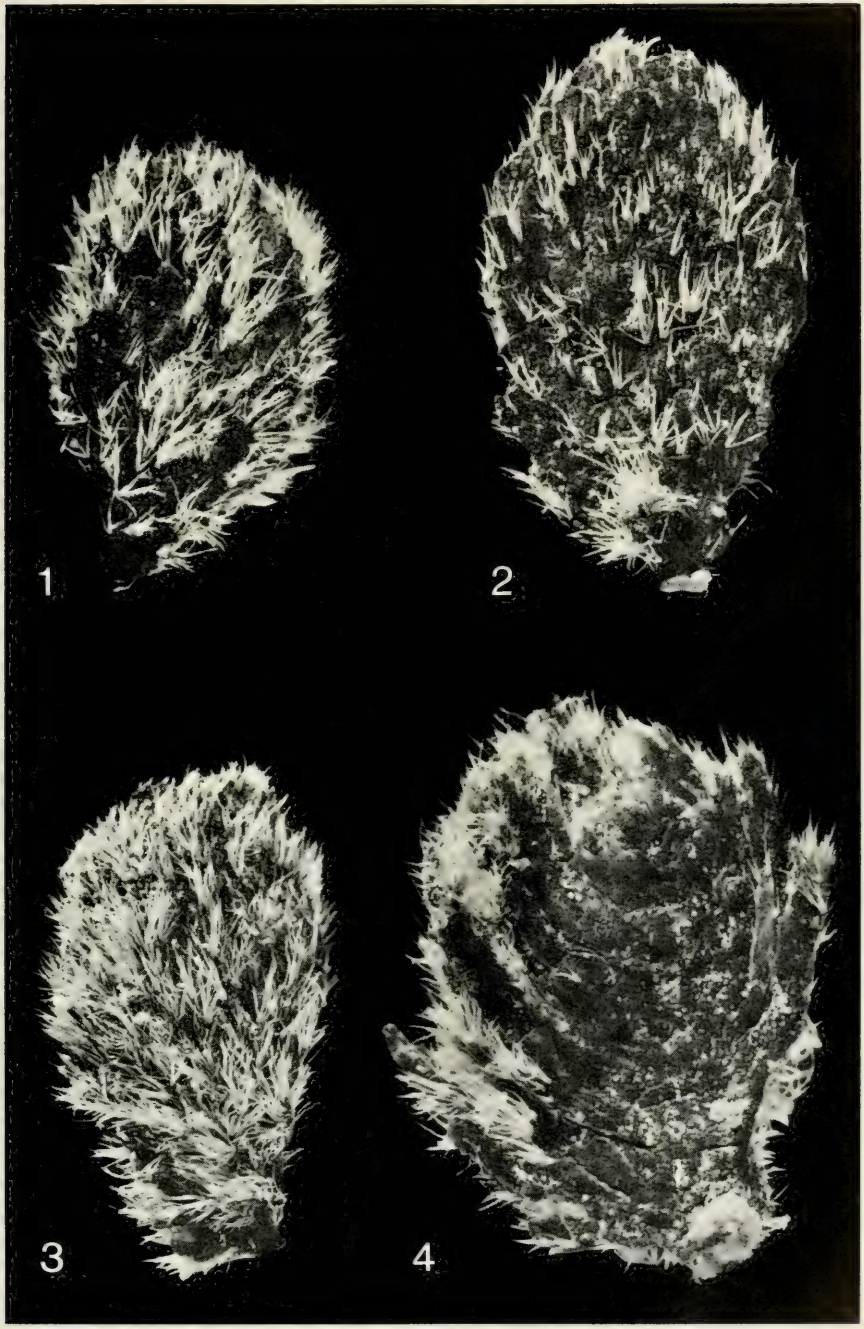
plate 2



HARTENBERGER, J. L. & N. SCHMIDT-KITTLER: Theridomyoidea planche 3

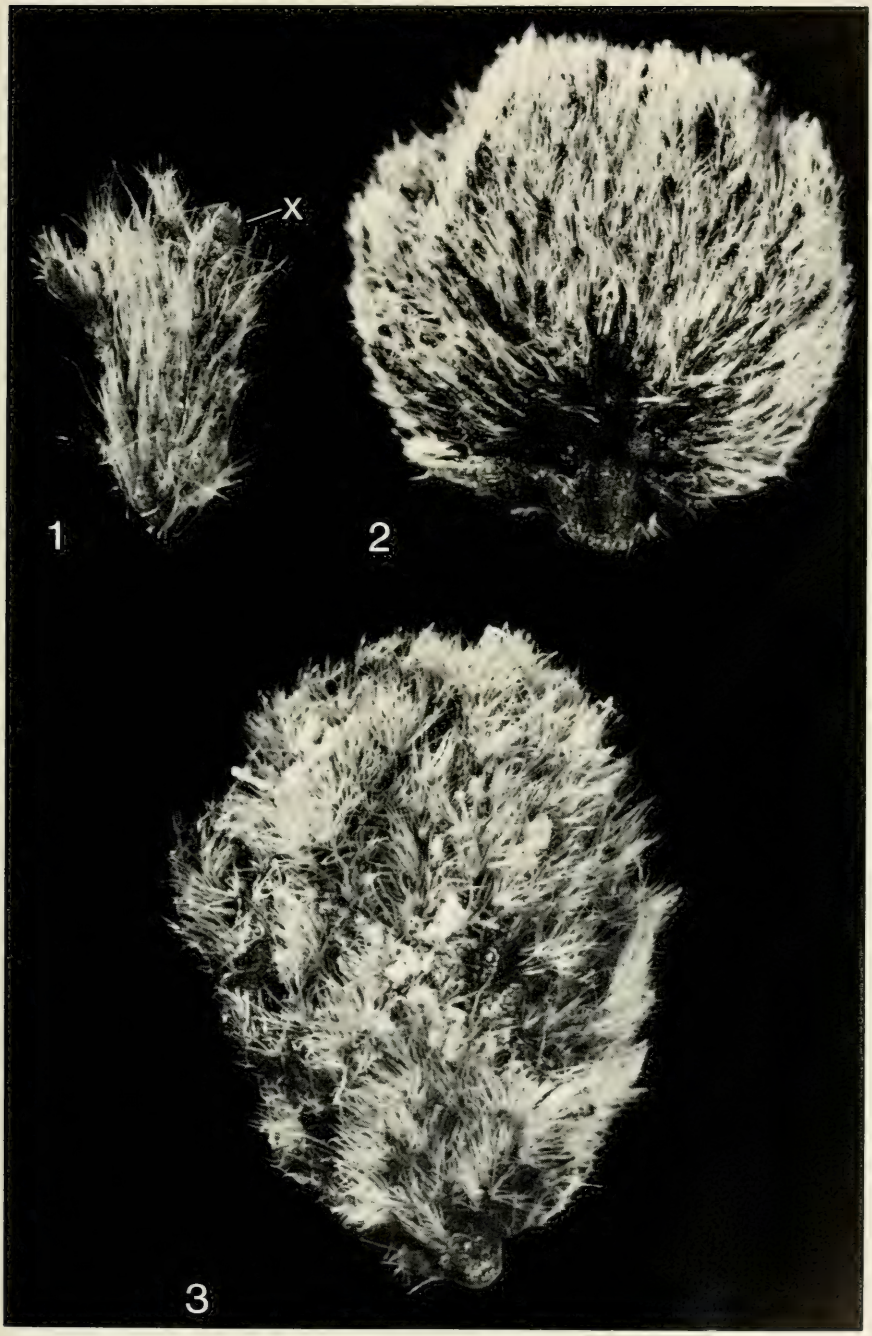
FAHLBUSCH, V.: *Cricetus major* Tafel 4


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14



Jung, W.: *Utricularia*-Turionen

Tafel 6

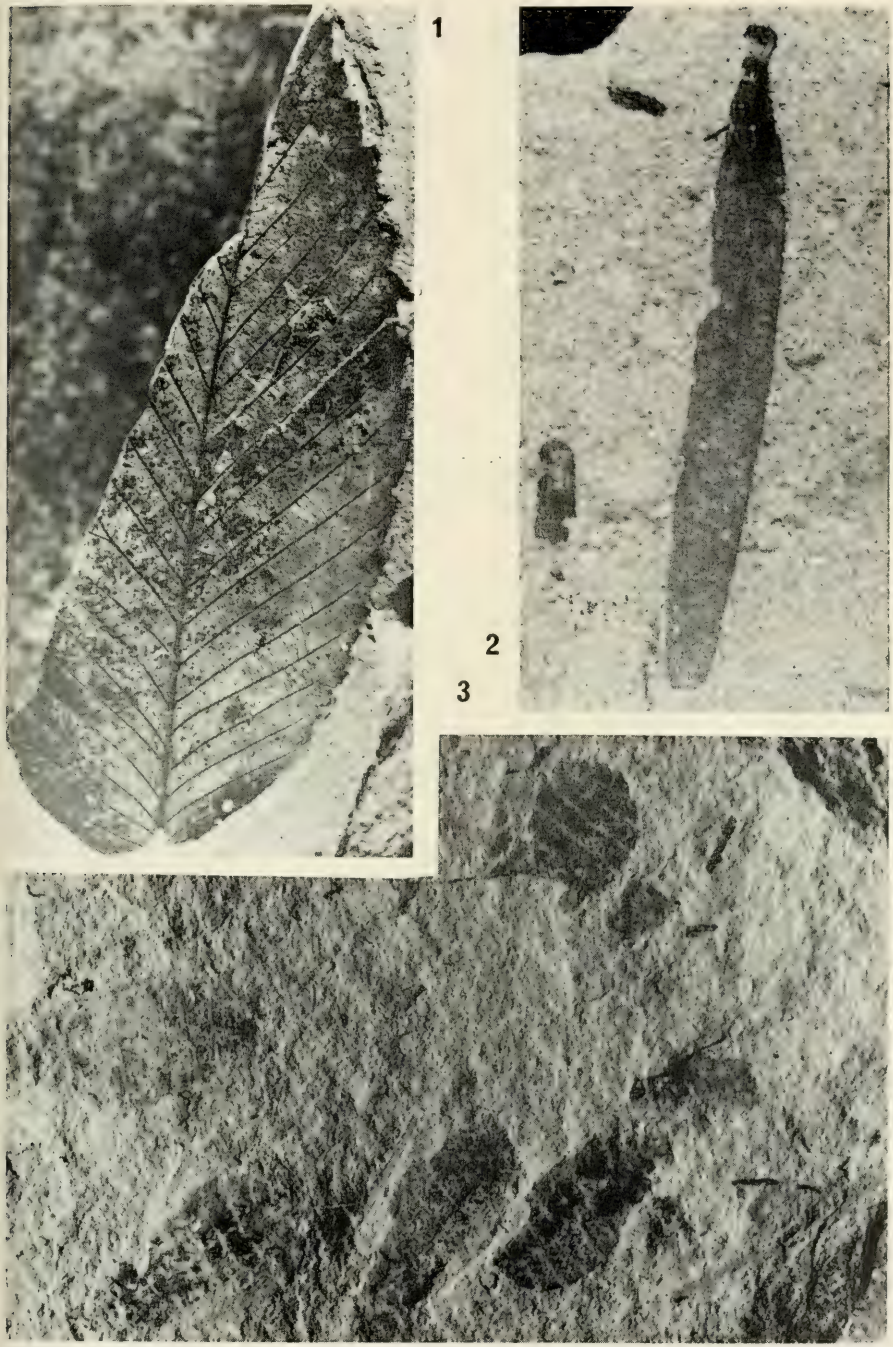


JUNG, W.: *Utricularia*-Turionen

Tafel 7

JUNG, W.: *Utricularia*-Turionen

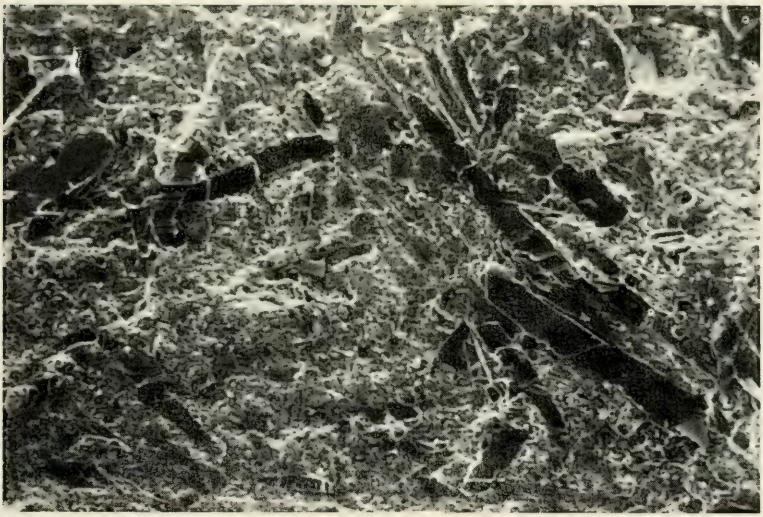
Tafel 8

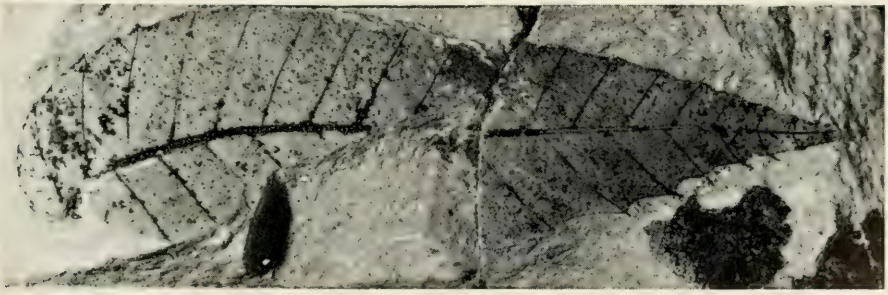

1
2
3

1

2

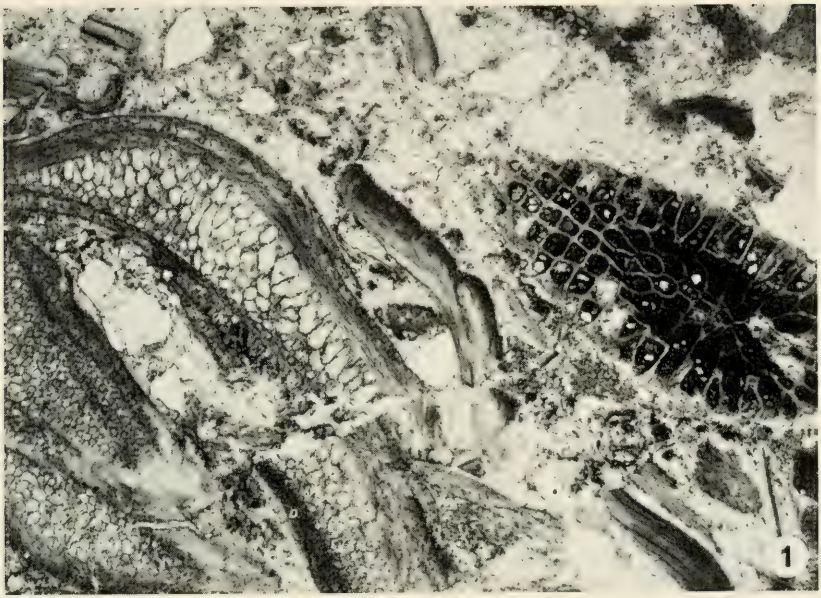
3

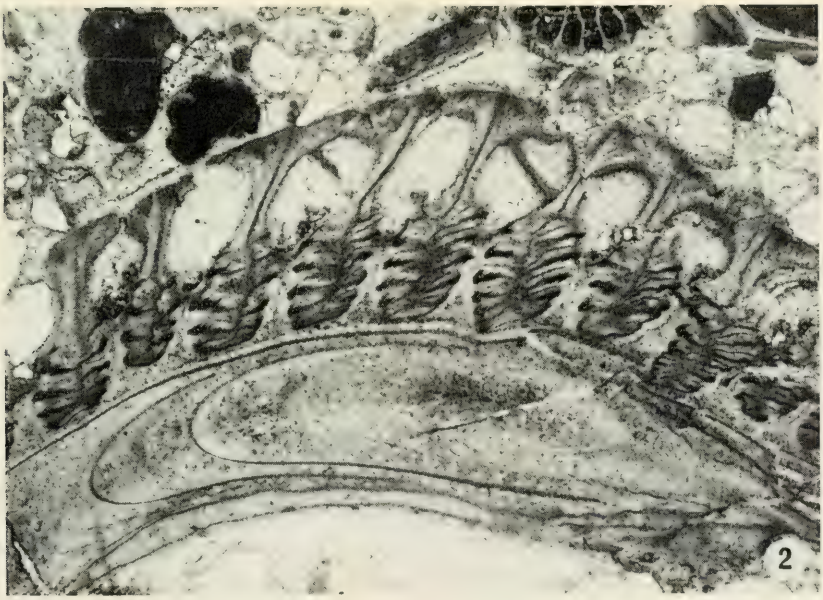




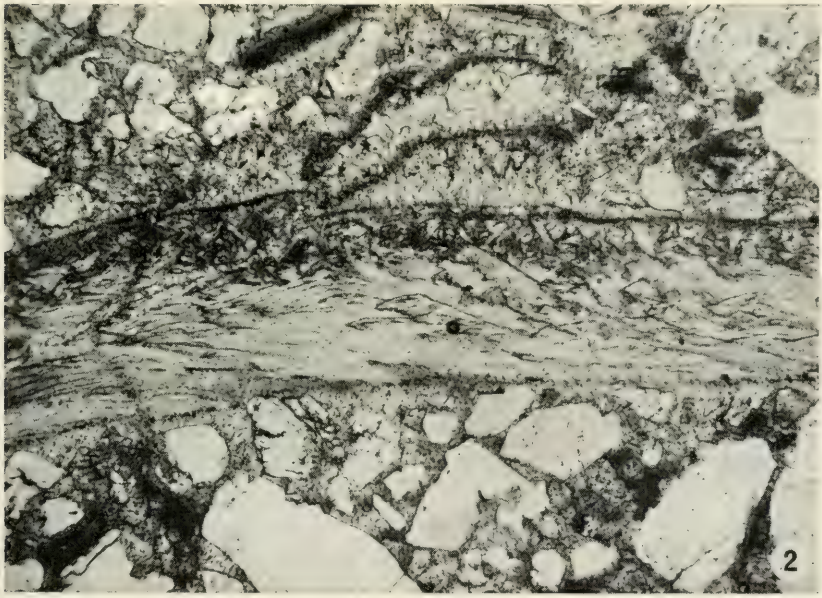
Heimann, K. O. & W. Jung: Evaporitzyklus II Nordkorfu

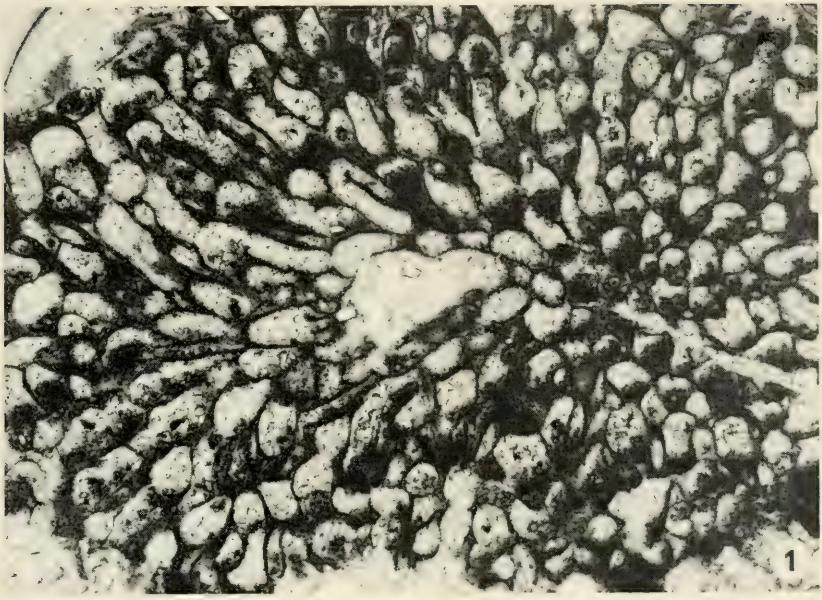
Tafel 10


1


2

1


2


1

2

S I

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 17

INHALT

Richard Dehm zum 70. Geburtstag (Titelbild) 5
Ballmann, Peter: Neuere Erkenntnisse über die zeitliche Entstehung der rezenten Vogelarten 169
Barthel, K. Werner & Gerhard Schairer: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea) (Tafel 9—10) 103
Fahlbusch, Volker: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 11. Ein neues Zwerghirsch-Geweih: *Lagomeryx pumilio*? (Tafel 16) 227
Förster, Reinhard: Untersuchungen an jurassischen Thalassinoidea (Crustacea, Decapoda) (Tafel 14) 137
Gall, Horst & Dieter Müller: Alter und Entstehung der Pseudo-Impaktstruktur Pfahldorfer „Becken" auf der Südlichen Frankenalb 279
Gregor, Hans-Joachim: *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec. aus untersarmatischen Riessee-Ablagerungen (Tafel 19) 249
Hagn, Herbert: Saligrame — Gerölle von Malm-Kalken mit Ammoniten als Kultgegenstände Indiens (Tafel 7—8) 71
Heissig, Kurt: Neues Material von *Cryptopithecus* (Mammalia, Pantolestidae) aus dem Mitteloligozän von „Möhren 13" in Mittelfranken 213
Herm, Dietrich: Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau von Brandenberg (Tirol) 257
Hillebrandt, Axel von: Ammoniten aus dem Bajocien (Jura) von Chile (Südamerika). Neue Arten der Gattungen *Stephanoceras* und *Domeykoceras* nov. gen. (Stephanoceratidae) (Tafel 2—6) 35
Jung, Walter: Oberpermische Koniferenreste aus dem Sandsteinsockel des Schlernmassivs (Südtiroler Dolomiten) (Tafel 17—18) 235
Koenigswald, Wighart von: *Mimomys* cf. *reidi* (Mammalia, Rodentia) aus der villafranchischen Spaltenfüllung Schambach bei Treuchtlingen 197
Schairer, Gerhard & K. Werner Barthel: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. III. *Pseudaganides, Pseudonautilus (Bavarinautilus)* nov. subgen. (Nautiloidea) (Tafel 11—12) . . 115
Schmidt-Kittler, Norbert: Neue Primatenfunde aus unteroligozänen Karstspaltenfüllungen Süddeutschlands 177
Seyed-Emami, Kazem: Scaphiten aus dem Oberen Alb und Cenoman der Umgebung von Esfahan (Zentral-Iran) (Tafel 13) 125
Urlichs, Max: Zur Altersstellung der Pachycardientuffe und der Unteren Cassianer Schichten in den Dolomiten (Italien) (Tafel 1) 15
Wellnhofer, Peter: *Araripedactylus dehmi* nov. gen., nov. sp., ein neuer Flugsaurier aus der Unterkreide von Brasilien (Tafel 15) 157
Zeiss, Arnold: Ein neuer Fund der seltenen Clydonitoideen-Gattung *Acanthinites* (Ceratitida, Nor) und seine paläontologische Bedeutung 27
Zöbelein, Hans Karl: Anstehende und eiszeitlich verschleppte Obere Süßwasser-Molasse (Ober-Miozän) im Bereich des Riedlinger Beckens (Baden-Württemberg) . 291

MÜNCHEN, 6. Juli 1977
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	17	334	19 Taf.	München, 6. 7. 1977

ISSN 0077 - 2070

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 17

INHALT

Richard Dehm zum 70. Geburtstag (Titelbild) 5
Ballmann, Peter: Neuere Erkenntnisse über die zeitliche Entstehung der rezenten Vogelarten 169
Barthel, K. Werner & Gerhard Schairer: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea) (Tafel 9—10) 103
Fahlbusch, Volker: Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 11. Ein neues Zwerghirsch-Geweih: *Lagomeryx pumilio*? (Tafel 16) 227
Förster, Reinhard: Untersuchungen an jurassischen Thalassinoidea (Crustacea, Decapoda) (Tafel 14) 137
Gall, Horst & Dieter Müller: Alter und Entstehung der Pseudo-Impaktstruktur Pfahldorfer „Becken" auf der Südlichen Frankenalb 279
Gregor, Hans-Joachim: *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec. aus untersarmatischen Riessee-Ablagerungen (Tafel 19) 249
Hagn, Herbert: Saligrame — Gerölle von Malm-Kalken mit Ammoniten als Kultgegenstände Indiens (Tafel 7—8) 71
Heissig, Kurt: Neues Material von *Cryptopithecus* (Mammalia, Pantolestidae) aus dem Mitteloligozän von „Möhren 13" in Mittelfranken 213
Herm, Dietrich: Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau von Brandenberg (Tirol) 257
Hillebrandt, Axel von: Ammoniten aus dem Bajocien (Jura) von Chile (Südamerika). Neue Arten der Gattungen *Stephanoceras* und *Domeykoceras* nov. gen. (Stephanoceratidae) (Tafel 2—6) 35
Jung, Walter: Oberpermische Koniferenreste aus dem Sandsteinsockel des Schlernmassivs (Südtiroler Dolomiten) (Tafel 17—18) 235
Koenigswald, Wighart von: *Mimomys* cf. *reidi* (Mammalia, Rodentia) aus der villafranchischen Spaltenfüllung Schambach bei Treuchtlingen 197
Schairer, Gerhard & K. Werner Barthel: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. III. *Pseudaganides, Pseudonautilus (Bavarinautilus)* nov. subgen. (Nautiloidea) (Tafel 11—12) . . 115
Schmidt-Kittler, Norbert: Neue Primatenfunde aus unteroligozänen Karstspaltenfüllungen Süddeutschlands 177
Seyed-Emami, Kazem: Scaphiten aus dem Oberen Alb und Cenoman der Umgebung von Esfahan (Zentral-Iran) (Tafel 13) 125
Urlichs, Max: Zur Altersstellung der Pachycardientuffe und der Unteren Cassianer Schichten in den Dolomiten (Italien) (Tafel 1) 15
Wellnhofer, Peter: *Araripedactylus dehmi* nov. gen., nov. sp., ein neuer Flugsaurier aus der Unterkreide von Brasilien (Tafel 15) 157
Zeiss, Arnold: Ein neuer Fund der seltenen Clydonitoideen-Gattung *Acanthinites* (Ceratitida, Nor) und seine paläontologische Bedeutung 27
Zöbelein, Hans Karl: Anstehende und eiszeitlich verschleppte Obere Süßwasser-Molasse (Ober-Miozän) im Bereich des Riedlinger Beckens (Baden-Württemberg) . 291

MÜNCHEN, 6. Juli 1977
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 334 19 Taf. München, 6. 7. 1977

ISSN 0077 - 2070

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

Herrn Professor Dr. Richard Dehm
zum 70. Geburtstag
gewidmet von seinen Schülern
und Mitarbeitern

R. Hesse

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 17 | 5—13 | München, 6. 7. 1977

Richard Dehm zum 70. Geburtstag

Das vorliegende Heft der „Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie" mit Beiträgen von Mitarbeitern und ehemaligen Schülern von Professor Dr. Richard Dehm ist ihm zur Vollendung seines 70. Lebensjahres gewidmet. Die Mitarbeiter des Universitäts-Instituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München und seine Schüler bringen hiermit ihre herzlichsten Glückwünsche zu seinem Geburtstag am 6. Juli 1977 zum Ausdruck.

Richard Dehm wurde am 6. Juli 1907 als zweiter Sohn des Metzgermeisters Wilhelm Dehm und seiner Ehefrau Margarethe, geb. List, in Nürnberg geboren, wo er auch seine Kindheit und Jugend verbrachte. Bereits in der frühen Schulzeit wurde sein naturwissenschaftliches Interesse geweckt und bei Spaziergängen mit der Mutter in der Nürnberger Umgebung zunächst auf die Botanik gelenkt. Durch eine freiwillige naturkundliche Arbeitsgemeinschaft am Nürnberger Realgymnasium bekam er den ersten Kontakt mit den Erdwissenschaften, nicht zuletzt durch den wenige Jahre älteren Mitschüler F. Heller, später Professor für Geologie und Paläontologie an der Universität Erlangen. Eine viertägige Exkursion des 14jährigen mit F. Heller führte ihn Ostern 1922 das erste Mal in das Nördlinger Ries, dem Richard Dehm bis in die Gegenwart hinein einen wesentlichen Teil seiner Lehr- und Forschungstätigkeit widmete.

Die Reifeprüfung am 25. 3. 1926 war daher keine allzu starke Zäsur: nach ihr wurden die Interessen des Schülers zum Inhalt des Studiums, das er 1926/27 in Erlangen begann und das durch die Begegnung mit Prof. L. Krumbeck eine noch stärkere Ausrichtung auf die Geologie-Paläontologie erfuhr. 1927 ging er — ursprünglich nur für ein Semester geplant — nach München, wo aber die Vielseitigkeit der Lehrveranstaltungen und insbesondere die reichen paläontologischen Sammlungen einen so starken Eindruck auf ihn machten, daß er hier das Studium fortsetzte und mit der Promotion zum Dr. phil. am 26. 11. 1930 abschloß. Die 1928 bei Prof. F. Broili begonnene Dissertation knüpfte an die frühen Erlebnisse des Schülers an: „Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim". — Die nicht erst in unserer Zeit unsicheren Berufsaussichten für junge Geologen veranlaßten ihn, auf Anraten seines Lehrers Broili außerdem die Lehramtsprüfungen abzulegen, wobei ihm die intensive Beschäftigung mit Chemie und Geographie in den ersten Semestern sehr zugute kam. Die dreiteilige Staatsprüfung wurde — nach Referendarzeiten in Nördlingen und München — in den Jahren 1930—32 abgelegt.

Mit der Bestellung zum Assistenten am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München am 1. 5. 1932 war der Weg für die wissenschaftliche Laufbahn Richard Dehms geebnet. Die Habilitation am 5. 6. 1935 und die Verleihung der Dozentur für Geologie und Paläontologie am 28. 7. 1936 sind

die weiteren entscheidenden Schritte. In der Anfertigung seiner Habilitationsschrift hatte er einen von der Thematik der Dissertation stark abweichenden Weg beschritten, der jedoch auch wieder im Nördlinger Ries wurzelte: Während seiner Geländearbeiten zur Dissertation entdeckte er die säugetierführenden Lehme der oberoligozänen Spaltenfüllung Gunzenheim, welche zur Beschäftigung mit fossilführenden Spaltenfüllungen anregte. Freilich haben hierbei die Münchener Tradition auf dem Gebiet der Wirbeltierpaläontologie und Persönlichkeiten wie M. Schlosser und E. Stromer von Reichenbach eine solche Entwicklung gefördert. Die Habilitationsschrift „Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura" war die erste umfassende und kritische Darstellung eines Typus von Lagerstätten fossiler Säugetiere, der sich in der Folgezeit als äußerst fruchtbar für die Säugetierpaläontologie erweisen sollte.

Wie wenig sich Richard Dehm jedoch auf ein enges Spezialgebiet festlegte, zeigen seine Publikationen über Evertebraten aus den unterdevonischen Bundenbacher Schiefern oder die säugetierpaläontologischen Untersuchungen in der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. Letztere führten zu einer ersten und bis heute gebräuchlichen biostratigraphischen Gliederung dieses Schichtkomplexes und ihres Ablagerungsraumes. Auch die Beschäftigung mit den Säugetierfaunen der Siwalikschichten Pakistans und die 1955/56 dorthin unternommene Forschungsreise ist hieraus hervorgegangen.

Die knappe Darstellung des Lebensweges und wissenschaftlichen Werdegangs verbietet es, die vielen anderen Teilgebiete aus Paläontologie und Geologie, mit denen sich Richard Dehm befaßte und die teilweise in Publikationen ihren Niederschlag fanden, hier in ihren jeweiligen Zusammenhängen darzustellen. Sie bilden ein enges Netz von Beziehungen, in welches auch die 1939/40 mit J. Schröder durchgeführte Expedition nach Indien und Australien hineingehört, welche zu Kriegsbeginn mit der vorübergehenden Internierung endete. Bedeutsam aber war diese Reise nicht zuletzt auch dadurch, daß er in Australien die aus Wien stammende Antonia Grill kennenlernte, mit der er noch in Australien die Ehe schloß. 1941 und 1942 wurden die Söhne Peter und Christian geboren.

Auf einem abenteuerlichen Weg von Australien über Sibirien nach Deutschland heimgekehrt, wurde er am 1. 10. 1941 zum planmäßigen außerordentlichen Professor und Direktor des Paläontologischen Instituts der Universität Straßburg ernannt. Die Wirren des Kriegsendes verschlugen ihn nach Tübingen, wo er am 1. 5. 1946 Lehrbeauftragter für Geologie und Paläontologie wurde und 1947 als Hauptkonservator die Nachfolge von Prof. Dr. F. Freiherrn von Huene antrat.

Die Berufung auf das Ordinariat für Paläontologie und historische Geologie der Universität München am 17. 4. 1950 bildete den Beginn eines neuen Lebensabschnitts. Gemeinsam mit Prof. Dr. J. Schröder setzte er den von jenem begonnenen Wiederaufbau der „Münchener Paläontologie" fort. Nach J. Schröders Ausscheiden übernahm er am 1. 7. 1958 auch die Direktion der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, welche bis Kriegsende bereits stets in Personalunion mit dem Institut verbunden gewesen war. Neben dem Wiederaufbau widmete er sich mit unermüdlichem Einsatz der Forschung und Lehre, deren Einheit ihm oberstes Gebot blieb. Mit einem zunehmenden Kreis von Schülern und Mitarbeitern knüpfte er an jene Themen an, die er selbst in Dissertation und Habilitationsschrift behandelt hatte. Nördlinger Ries und Säugetierpaläontologie (mit Materialien aus Spaltenfüllungen und später auch der Molasse) sind die wichtigsten Ar-

beitsgebiete, in denen er über 30 Diplomarbeiten und Dissertationen betreute. Hinzu kamen knapp 60 Diplomarbeiten und Dissertationen aus dem Bereich des Fränkischen Jura sowie der Chiemgauer Alpen und des Wendelsteingebietes. Außerdem galt sein Interesse dem weiteren Aus- bzw. Aufbau der Abteilungen für Mikropaläontologie und Paläobotanik.

Neben der reichlich bemessenen Arbeit in Forschung und Lehre widmete sich Richard Dehm — wie oft auf Kosten der Familie? — der Mitwirkung und teilweise auch Leitung in zahlreichen Gremien und Kommissionen sowohl des universitären wie des außeruniversitären Bereichs. Hier stellte er ehrenamtlich mit gleich großem Einsatz seine wachsenden Erfahrungen als Wissenschaftler und akademischer Lehrer zur Verfügung. Als Beispiele genannt seien nur seine Tätigkeit als Dekan der ehemaligen Naturwissenschaftlichen Fakultät (1960/61) wie später nochmals der Fakultät für Geowissenschaften (1973—75), als Vorsitzender des Naturwissenschaftlich-Philosophischen Fakultätentages und seine langjährige Gutachtertätigkeit in der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Eine besondere Ehrung war die Wahl zum Mitglied der Bayerischen Akademie der Wissenschaften am 16. 2. 1962 und 1971 die Ernennung zum korrespondierenden Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. In all den ihm damit übertragenen Aufgaben und Verpflichtungen drückt sich das große Vertrauen aus, das er sich dank seines bescheidenen Wesens, seines sicheren, stets selbständigen Urteilsvermögens und seines hohen Verantwortungsbewußtseins erwarb.

Für die nachrückende junge Generation in Sammlung, Institut und unter den Studenten ist wohl kaum wirklich abzuschätzen, welche Arbeit von Richard Dehm geleistet wurde, besonders in jenen Jahren, in denen es galt, die Verluste des Krieges an Material und Ansehen für die Paläontologie zu ersetzen — im Inland und Ausland. Nicht alle seine Pläne und Wünsche waren in die Tat umzusetzen; jahrelange Arbeit galt beispielsweise den Planungen für ein würdiges Museum und eine angemessene Unterbringung der inzwischen wieder reichen, aber teilweise noch immer unzugänglichen Sammlungen; wie schmerzlich muß es für ihn gewesen sein, als unter dem Druck äußerer Einflüsse alle diese Bemühungen über Nacht zunichte gemacht wurden.

Seine Mitarbeiter und Schüler glauben seinen Einsatz und seine unermüdliche Arbeit würdigen zu können. Als Forscher und Lehrer war uns Richard Dehm ein stets geachtetes Vorbild, auch wenn oder gerade weil er nicht immer ein „bequemer Chef" war. Dieses Vorbild ist in jener Generation lebendig, der er am 1. 10. 1976 die Verantwortung für Institut und Sammlung übergab. Für ihn selbst begann damit wiederum ein neuer, vielleicht zunächst nicht leichter Lebensabschnitt. Entlastet von der täglichen, lähmenden Kleinarbeit und den vielen auf ihn wartenden Entscheidungen hat er sich mit unverminderter Kraft lange hinausgeschobener wissenschaftlicher Arbeit zugewandt. Die Glückwünsche seiner Schüler und Mitarbeiter zum 70. Geburtstag sind verbunden mit den besten Wünschen für viele weitere Jahre erfolgreicher Arbeit und dem Dank für seinen unermüdlichen Einsatz für Universitäts-Institut und Staatssammlung — seinen Einsatz für die Paläontologie.

V. Fahlbusch

1931 Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. (Inaug.-Diss. Univ. München). — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **67:** 139—256; Stuttgart.

1932 Cystoideen aus dem rheinischen Unterdevon. — Ibid., **69:** 63—93.

1934 *Listriodon* im südbayrischen Flinz (Obermiocän). — Cbl. Mineral., **1934** (B): 513—528; Stuttgart.

1934 Untersuchungen an Cystoideen des rheinischen Unterdevons. — Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., 1934: 19—43; München.

1934 Erdgeschichtliche Bilder aus dem Nördlinger Ries. — Schwabenland, **1:** 86—93; Augsburg.

1935 Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. (Habilitationsschrift). — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Abt., N. F. **29:** 1—86; München.

1935 Beobachtungen im oberen Bunten Keuper Mittelfrankens. — Zbl. Mineral., **1935** (B): 97—109; Stuttgart.

1937 Über die alttertiäre Nagerfamilie Pseudosciuridae und ihre Entwicklung. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **77:** 268—290; Stuttgart.

1937 Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen fränkischen Jura. — Zbl. Mineral., **1937** (B): 349—369; Stuttgart.

1937 Ein Waldelefanten-Vorkommen in zwischeneiszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand. — Bayer. Vorgeschichtsbl. München.

1938 Lehrausflug in das Gebiet des südlichen Fränkischen Jura. — Z. Dt. Geol. Ges., **90:** 548—552; Berlin.

1938 *Heteromyoxus* n. g. und *Dyromys* Thomas, zwei Schlafmäuse im Untermiocän (Aquitanium) von Ulm. — Zbl. Mineral., **1938** (B): 337—343; Stuttgart.

1939 Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Zbl. Mineral., **1939** (B): 113—124; Stuttgart.

1940 (zusammen mit J. Schröder) Bericht über eine paläontologisch-geologische Reise nach Vorderindien und Australien. — Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., 1940: 167—173; München.

1941 (zusammen mit J. Schröder) Auf den Spuren der vorzeitlichen Beuteltiere in Australien. — Veröff. Ges. Freunde Förderer Univ. München, **8:** 15—24; München.

1941 Eindrücke von einer paläontologischen Forschungsreise nach Australien. — Vortr.-Ber. Z. Dt. Geol. Ges., **93:** 244—245; Berlin.

1942 Über einige Amphicyoniden aus süddeutschem Oligozän und Miozän. — Zbl. Mineral., **1942** (B): 12—21; Stuttgart.

1942 (zusammen mit J. Schröder) Geologische Karte des Rieses. Blatt Harburg. 1:25 000; Augsburg.

1943 Ein besonders kleiner Bär (*Ursus schertzi* n. sp.) aus dem Löß von Achenheim bei Straßburg im Elsaß. — Zbl. Mineral., **1943:** 137—153; Stuttgart.

1944 Frühe Hirschgeweihe aus dem Miocän Süddeutschlands. — N. Jb. Mineral., Mh., **1944:** 81—98; Stuttgart.

1948 Australien und Ozeanien. — in: Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939—1946. — Fiat Rev. German Sci., **45,** 97—102; Wiesbaden.

1948 (zusammen mit J. Schröder) Ferdinand Broili 1874—1946. — N. Jb. Mineral., Mh., **1948:** 257—271; Stuttgart.

1949 (zusammen mit J. Schröder) Ferdinand Broili 1874—1946. — Paläontographica, **97** (A); Stuttgart.

1949 Das jüngere Tertiär in Südbayern als Lagerstätte von Säugetieren, besonders Dinotherien. — N. Jb. Mineral., Abh., **90** (B): 1—30; Stuttgart.

1949 Zur Oligocän-Miocän-Grenze. — N. Jb. Mineral., Mh., **1949:** 141—146; Stuttgart.

1949 Geologisches Erdalter und astrophysikalisches Weltalter. — Die Naturwissenschaften, **36:** 166—171; Berlin.

1950 Die neue Karlshöhle, ein Bärenschlupf. — Bl. Schwäb. Albver., **56:** 19—20; Stuttgart.

1950 Die Nagetiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Winterhof-West bei Eichstätt in Bayern. — N. Jb. Mineral., Abh., **91** (B): 321—428; Stuttgart.

1950 (zusammen mit J. Schröder) Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben, **5:** 1—147; Augsburg.

1950 Die Raubtiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math. naturwiss. Abt., N. F. **58:** 1—141; München.

1950 Zur Eocän-Oligocän-Grenze. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1950:** 193—200; Stuttgart.

1950 Eine kleine *Palaeotherium*-Fauna am Ostrand des Nördlinger Rieses. — Ibid.: 253—256.

1950 Ein nachdenklich geologischer Gang durch die Bärenhöhle. — Schwäb. Heimat, **1:** 160—165; Stuttgart.

1951 Fossile Raubtierzähne. — Aus der Heimat, **59:** 13—20; Öhringen.

1951 (zusammen mit J. Schröder) Die Molluskenfauna aus der Lehm-Zwischenlage des Deckenschotters von Fischach, Kreis Augsburg. — Geologica Bavarica, **6:** 118—120; München.

1951 (zusammen mit J. Schröder) Geologische Exkursionen in den südwestlichen Frankenjura zwischen Neuburg a. d. Donau und Solnhofen. — Ibid.: 162—166.

1951 Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., **1951:** 140—152; Stuttgart.

1951 Mitteldiluviale Kalktuffe und ihre Molluskenfauna bei Schmiechen nahe Blaubeuren (Schwäbische Alb). — N. Jb. Geol. Pal., Abh., **93:** 247—276; Stuttgart.

1952 Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Z. Dt. Geol. Ges., **103:** 101—102; Hannover.

1952 Die Erpfinger Höhle als Bärenhöhle. In: Die Bärenhöhle bei Erpfingen: 20—23; Öhringen.

1952 Über den Fossilinhalt von Aufarbeitungslagen im tieferen Ober-Miocän von Südbayern. — Geologica Bavarica, **14:** 86—90; München.

1952 Methoden und Ergebnisse zur Geologie des Nördlinger Rieses. — Geol. Rdsch., **40:** 282; Stuttgart.

1953 *Rhenechinus hopstätteri* nov. gen. nov. sp., ein Seeigel aus dem rheinischen

Unter-Devon. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81:** 88—95; Wiesbaden.

1953 Als noch Elefanten-Tiere in Südbayern lebten. Fund eines *Dinotherium*-Zahnes bei Hohenzell kündet von der Tertiärzeit. — Aichacher Heimatbl., **1,** (6): 46—47; Aichach.

1955 Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erl. Geol. Übers. Kt. Südd. Molasse: 81—88; München.

1956 Ernst Stromer (1871—1952). — Paläont. Z., **30:** 218—220; Stuttgart.

1956 Zeitgebundene Gesteine und organische Entwicklung. — Geol. Rdsch., **45:** 52—56; Stuttgart.

1956 Ein Coelacanthide aus dem Mittleren Keuper Frankens. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956:** 148—153; Stuttgart.

1956 Über einen ersten, verschollenen Coelacanthiden-Fund aus dem Mittleren Keuper Frankens. — Ibid.: 525—529.

1957 Fossilführung und Altersbestimmung der Oberen Süßwassermolasse auf Blatt Augsburg. 1:50 000. — Erl. Geol. Kt. Augsburg: 34—39; München.

1958 Paläontologische und Geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan.

I. (zusammen mit Th. zu Oettingen-Spielberg und H. Vidal) Die Münchener Forschungsreise nach Pakistan 1955—1956. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Abt., N. F. **90:** 1—13; München.

II. (zusammen mit Th. zu Oettingen-Spielberg) Die mitteleocänen Säugetiere von Ganda Kas bei Basal in Nordwest-Pakistan. — Ibid., **91:** 1—54.

1958 Aus der jungtertiären Zeit des Ingolstädter Landes. — Ingolstädter Heimatblätter, Beil. Donau-Kurier, **21,** Nr. 9; Ingolstadt.

1958 Hauptlinien der Geschichte der Lebewesen. — Universitas, **13:** 1179—1186; Stuttgart.

1959 Über die Hauptlinien der Stammesgeschichte. In: Stammesgeschichte, Umwelt und Menschenbild: 57—64; Berlin (Lüttge).

1960 Zur Frage der Gleichaltrigkeit bei fossilen Säugetierfaunen. — Geol. Rdsch., **49:** 36—40; Stuttgart.

1960 Quitline of the History of Living Creatures. — Universitas, Qu. Engl. Language Ed., 1959/1960: 181—188; Stuttgart.

1961 Ein zweiter Seeigel, *Porechinus porosus* nov. gen. nov. spec., aus dem rheinischen Unter-Devon. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1:** 1—8; München.

1961 Über *Pyrgocystis* (*Rhenopyrgus* nov. subgen.) *coronaeformis* Rievers aus dem rheinischen Unter-Devon. — Ibid.: 13—17.

1961 Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura und Muschelkalk-Gebietes. — Ibid.: 27—56.

1961 Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Ibid.: 57—72.

1962 Altpleistozäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **2:** 17—61; München.

1962 Eine weitere altpleistocäne Spaltenfüllung bei Eichstätt in Bayern. — Ibid.: 63—64.

1962 Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie. — Ibid.: 69—87.

1962 Wilhelm Otto Dietrich 80 Jahre alt. — Säugetierkundl. Mitt., **10:** 25—26; München.

1963 Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan. 3. *Dinotherium* in der Chinji-Stufe der Unteren Siwalik-Schichten. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., N. F. **114:** 1—34; München.

1963 Das Ursachen- und Zeitproblem in der Stammesgeschichte. — Naturwiss. Rdsch., **16** (4): 127—134; Stuttgart.

1964 Paläontologische Untersuchungen. — in R. German: Der Ur-Federsee. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **45:** 61—86; Karlsruhe.

1965 Molluskenreste aus der Bohrung Ur-Federsee 1. — in R. German u. a.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Ur-Federsee 1. — Oberrhein. Geol. Abh., **14:** 113—115; Karlsruhe.

1965 Klima und Wirbeltier-Entfaltung in Südafrika während Perm und Trias. — Senck. Leth., **46a** (Weiler-Festschr.): 35—44; Frankfurt/Main.

1966 Über den Weinheimer *Ovibos*-Fund und die Niederterrassen-Sande. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6:** 143—153; München.

1966 Glückwunschschreiben an Professor Dr. David M. S. Watson. — Jb. Bayer. Akad. Wiss., **1966:** 166—168; München.

1966 Joachim Schröder zum 75. Geburtstag. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6:** 3—8; München.

1967 Stammesgeschichte der Tiere. — Universitas, **22** (2): 179—186; Stuttgart.

1967 Vorzeit und Leben. — Münchener Universitätsreden, N. F. **42:** 1—20; München (Hueber).

1967 Wirbeltier- und Molluskenreste. — in R. German u. a.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Ur-Federsee 2. — Oberrhein. geol. Abh., **16:** 86—88; Karlsruhe.

1967 Das Nördlinger Ries — Ort größter Katastrophe und Forschungsobjekt. — Ber. Ges. Freunde Förder. Univ. München, **45:** 7; München.

1967 Die Landschnecke *Discus ruderatus* im Postglazial Süddeutschlands. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **7:** 135—155; München.

1967 Ein weiterer Edriasteroidee (Echinodermata) aus dem rheinischen Unterdevon. — Ibid.: 175—179.

1967 Der Kalktuff von Grünsberg bei Altdorf nahe Nürnberg. — Ibid.: 321—326.

1967 Hans Stille 8. 10. 1876—26. 12. 1966. — Jb. Bayer. Akad. Wiss., **1967**; München.

1968 Die Mollusken- und Wirbeltierreste. — in R. German u. a.: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Wurzacher Becken 1 (DFG). — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **123:** 62—64; Stuttgart.

1968 Die Entwicklung des Lebens in geologischer Sicht. — in H. Murawski (Hrsg.): Vom Erdkern bis zur Magnetosphäre: 11—19; Frankfurt a. Main (Umschau).

1969 Geschichte der Riesforschung. — Geologica Bavarica, **61:** 25—35; München.

1969 Über den Nachweis der mittelpleistozänen Warmzeit in Nordbayern. — Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., **1968:** 12*—15*; München.

1969 Preteklost in Življenje (Vorzeit und Leben). — Življenje in technika, **20:** 99—104, 184—186; Ljubljana.

1969 Adolf Wurm 26. 10. 1886—24. 11. 1968 — Jb. Bayer. Akad. Wiss., **1969:** 267—269; München.

1970 Die Entwicklung des Lebens in der Sicht heutiger Forschung. — Universitas, **25:** 471—480; Stuttgart.

1970 Die Mollusken aus dem antiken Wallgraben von Paestum. — Mitt. Dt. Archäol. Inst., Roem Abt., **76** (1969): 355—370; Rom.

1970 Oligozäne Spaltenfüllungen im Weißjura-Massenkalk bei Ehingen (Donau). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10:** 321—330; München.

1970 (zusammen mit V. Fahlbusch) Zur Bezeichnung fossilführender Spaltenfüllungen. — Ibid.: 351—364.

1971 Professor Dr. Ernst Freiherr Stromer von Reichenbach, Lebensdaten und Schriftenverzeichnis. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **11:** 3—10; München.

1971 Eine altpleistozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern und ihre Molluskenfauna. — Ibid.: 77—85.

1972 (zusammen mit W. Jung und H.-J. Beug) Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl., N. F. **151:** 1—131; München.

1972 (zusammen mit A. Maucher) Das Studium der Geologie und Paläontologie. — Studienführer Ludw.-Maxim.-Univ. München 1973/74: 244—246; München (Parcus).

1974 (zusammen mit H. Gall und W. Jung) Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, **72:** 53—57; München.

1974 David Meredith Seares Watson 18. 6. 1886—23. 7. 1973. — Jb. Bayer. Akad. Wiss., **1974:** 200—202; München.

1974 Alfred Sherwood Romer 28. 12. 1894—5. 11. 1973. — Ibid.: 215—217.

Sonstige wissenschaftliche Tätigkeit

Herausgabe des wissenschaftlichen Nachlasses von Leonhard Lehner in Nürnberg:

1933 Der Neukirchener Ocker. — Zbl. Mineral, **1933,** (B): 210—217; Stuttgart.

1933 Beobachtungen an Cenomanrelikten der südlichen Frankenalb. — Ibid.: 458—470.

1934 Der Hartmannshofer Sandstein. — Ibid., **1934:** 111—119.

1934 Der Betzensteiner Kreidekalk. — Ibid.: 368—377.

1935 Über das Cenoman auf dem Frankenjura bei Sulzbach. — Ibid., **1935:** 417—422.

1935 Über das Turon auf dem Fränkischen Jura. — Ibid.: 423—438.

1936 Zur Lagerung, Schichtfolge und Paläogeographie der fränkischen Kreide. — Ibid., **1936:** 362—369.

1937 Fauna und Flora der fränkischen albüberdeckenden Kreide. I. Die Lamellibranchiaten (ohne Inoceramen). — Palaeontographica, **85** (A): 115—228; Stuttgart.

1937 Fauna und Flora der fränkischen albüberdeckenden Kreide. II. Fauna 2. Teil und Flora. — Ibid., **87** (A): 160—230.

Herausgabe des wissenschaftlichen Nachlasses von Johannes Rievers in Enkirch:

1961 Eine neue *Pyrgocystis* (Echinod., Edrioasteroidea) aus den Bundenbacher Dachschiefern (Devon). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 1: 9—11; München.

1961 Zur Entstehung des Bundenbacher Dachschiefers und seiner Versteinerungen. — Ibid.: 19—22.

Herausgabe der Zeitschriften „Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie" ab 1961 und „Zitteliana. Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie" ab 1969.

Titelbild: Aufnahme aus dem Foto-Studio Meinen in München, 1971.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 15—25 München, 6. 7. 1977

Zur Altersstellung der Pachycardientuffe und der Unteren Cassianer Schichten in den Dolomiten (Italien)

Von Max Urlichs*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 1

Kurzfassung

Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alm (Dolomiten) wurde bisher ins Jul (Unterkarn) eingestuft. Die Neubestimmung der Ammonitenfauna ergibt jedoch Langobard (Oberladin). Gleichaltrig damit sind die Unteren Cassianer Schichten von St. Cassian (Dolomiten), wie durch Ammonitenfunde belegt wird. Die Grenze Ladin/Karn wird diskutiert und definiert.

Abstract

The fauna of the *Pachycardia*-tuffites at the "Seiser Alm" (Dolomites) hitherto was regarded of Julian age (Lower Karnian). Restudying the ammonites it is determined now as Langobardian (Upper Ladinian). The fauna of Lower Cassian Beds at St. Cassian (Dolomites) is of the same age. The boundary Ladinian/Karnian will be discussed and defined.

Einleitung

Seit Richthofen (1860: 190, 296) wird angenommen, daß die heutige Form der Dolomit-Massive von Sella, Schlern und Gardenazza annähernd die ursprüngliche Form ehemaliger Riffe darstellen. Die zwischen den Massiven gelegenen Täler und Plateaus gelten als die ehemaligen Zwischen- bis Vorriff-Bereiche. Diese Ansicht ist von den meisten Geologen geteilt worden (siehe: Stur 1868; Mojsisovics 1874, 1875: 721, 1879; Zittel 1899; Klebelsberg 1911: 165; Koken 1906, 1911, 1913; Cros 1968; Bosellini & Rossi 1974). Besonders veranschaulicht wurde in neuester Zeit die Verteilung der ehemaligen Riffe von Leonardi (1967: Taf. 65, 67). Nur wenige Autoren, vor allem Gümbel (1873: 75), Ogilvie (1893), Rothpletz (1894) und Diener (1900: 28, 30) widersprechen dieser Ansicht und meinen, daß die heutigen Massive nur Erosionsrelikte einer ehemals zusammenhängenden Schlerndolomitplatte sind.

*) Dr. M. Urlichs, Staatl. Museum für Naturkunde in Stuttgart, Arsenalplatz 3, D-7140 Ludwigsburg.

Für die Richthofen'sche Theorie der isolierten Massive wurden folgende Gründe angeführt: 1. Verzahnung und Ineinanderübergehen der Riff- und Beckenfazies. Damit ist gesichert, daß beide Fazies-Bereiche nebeneinander vorhanden waren. Nicht nachgewiesen ist jedoch, ob ihr Nebeneinander über mehrere Ammoniten-Zonen hinweg gedauert hat. 2. Durch unmittelbaren Übergang der Cassianer in Raibler Schichten in der Beckenfazies und die Überlagerung von Schlerndolomit durch Raibler Schichten in der Riff-Fazies, glaubte man, das lang andauernde Nebeneinander bis ins Jul nachgewiesen zu haben. Es hat sich aber in den meisten Fällen herausgestellt, daß doch Schlerndolomit zwischen Cassianer und Raibler Schichten eingeschaltet ist. Auch an einigen noch zweifelhaften Stellen konnte Schlerndolomit nachgewiesen werden, und nirgends in den Dolomiten ist der unmittelbare Übergang von Cassianer zu Raibler Schichten bekannt (Urlichs 1974: 209—210). 3. In der Beckenfazies sollen Faunen mit julischem Alter vorkommen. Dies ist die wesentlichste Stütze für die Richthofen'sche Theorie. Von den in der Literatur aufgeführten Fundpunkten ist jedoch nur ein einziger übrig geblieben, von dem julisches Alter belegt ist: Es handelt sich um die Pachycardientuffe der Seiser Alm. Aber auch bei ihrer Einstufung gehen die Meinungen auseinander.

Im einzelnen sind die Pachycardientuffe von folgenden Autoren beschrieben und diskutiert worden: Bereits Emmrich (1844: 799) kannte die Pachycardientuffe vom Frombach auf der Seiser Alm. Er hat beschrieben, daß die Tuffite vom Frombach über fossilführenden Cassianer Schichten liegen. Richthofen (1860: 190, 296)

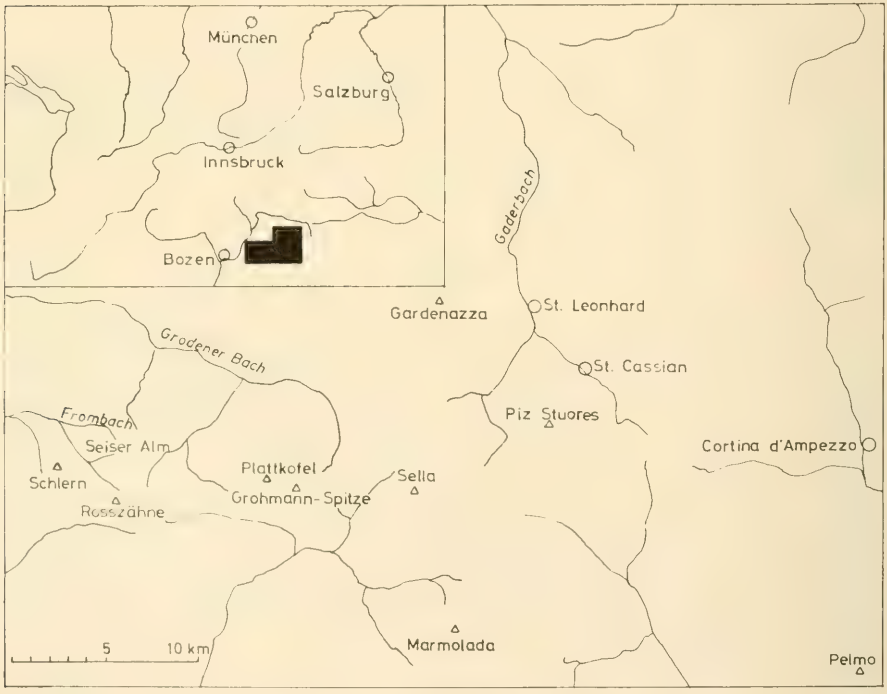


Abb. 1: Lage der im Text erwähnten Lokalitäten

stufte die Tuffite als Raibler Schichten ein. Stur (1868: 541) nennt vom Frombach „*Ammonites floridus*" und bezeichnet die dunklen Schiefer, die unter den Tuffiten liegen, als Reingrabener Schichten. Nach Mojsisovics (1874: 83) handelt es sich bei diesem Fund um „ein Wohnkammerbruchstück, das zur sicheren Bestimmung nicht ausreicht". (Das Stück ist in der geologischen Bundesanstalt Wien zur Zeit nicht auffindbar; briefliche Mitteilung A. Lobitzer). Gümbel (1873: 64) und Mojsisovics (1874: 89) bezeichnen die Mergel und die darüber liegenden Tuffite auf der Seiser Alm als Cassianer Schichten. Später stuft Mojsisovics (1875: 721, 1878) die Pachycardientuffe als Wengener Schichten ein.

Altersstellung der Pachycardientuffe

Der Artenreichtum der Pachycardientuffe ist erst bekannt seit Zittel (1899) und den darauffolgenden Monographien von Broili (1904, 1907: Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen), Blaschke (1905: Gastropoden) und Waagen (1903, 1907: Brachiopoden und Lamellibranchiaten). Leider ist die von Broili (1904: 147) angekündigte Bearbeitung der Ammoniten, die Pompeckj durchführen sollte, nie zu Ende geführt worden. Koken (1906, 1911, 1913) greift die Einstufung von Richthofen wieder auf. Er datiert die Pachycardientuffe mit Hilfe von Ammoniten und bemerkt (1911: 562) hierzu: „eins aber möchte ich auch hier wieder betonen, daß die Pachycardientuffe der Seiser Alp zweifellos in die Raibler Schichten gehören . . . " (siehe S. 18). In neuerer Zeit haben sich Valduga (1962) und Leonardi (1962) sehr intensiv mit den Pachycardientuffen beschäftigt. Sie stufen diese Tuffite in das Jul (Unterkarn) ein. Insgesamt haben sich die meisten Autoren für ein julisches Alter der Pachycardientuffe ausgesprochen. Als Argumente hierfür werden vor allem die Lagerung und die Fossilführung angeführt.

Die innige Verzahnung des Schlerndolomits mit den Tuffiten am Nordabbruch des Schlern und an den Roßzähnen, sowie das Einfallen der Übergußschichtung vom Schlern hinab zur Seiser Alm, wird als Hinweis angeführt, daß die Pachycardientuffe gleichaltrig mit dem Schlerndolomit seien oder sogar jünger. Hiergegen ist einzuwenden: Auf der Seiser Alm sind die Sedimente sehr tief erodiert, und es kann — wie heute noch an den Roßzähnen — Schlerndolomit darüber gelegen haben. Außerdem ist die Verzahnung am Schlern-Nordabfall nur unmittelbar über den Tuffiten und nicht in den höheren Partien des Schlerndolomits nachweisbar. Somit kann auf Grund der Lagerung keine sichere Datierung erfolgen.

Bei der Einstufung der Pachycardientuffe wurde ihre Fauna mit den stratigraphisch benachbarten verglichen. Zittel (1899: 352) und Broili (1904: 224, 1907: 134) hielten die Fauna der Pachycardientuffe für ein Zwischenglied zwischen den Raibler Schichten vom Schlernplateau und den Cassianer Schichten von St. Cassian, da jeweils ein erheblicher Prozentsatz der Arten auch in Cassianer und Raibler Schichten vorkommt. Blaschke (1905: 162) und Diener (1903: 10) parallelisierten die Fauna der Pachycardientuffe mit der Fauna aus dem oberen Schlerndolomit des Schlern. Bei den beschriebenen Arten handelt es sich um Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen. Sie sind jedoch wenig beweiskräftig, da sie über mehrere Ammoniten-Zonen hinweg vorkommen können. *Pachycardia rugosa,* die als Leitfossil für Karn gilt, wurde auch im Ladin nachgewiesen. Ogilvie-Gordon (1927: 141—142) fand sie an der Westseite des Plattkofels und an der

Grohmannspitze ca. 50 m unterhalb des dort 500 m mächtigen Schlerndolomits. Auch Houten (1930: 175) hat sie vom Pelmo aus Tuffiten unter dem Schlerndolomit beschrieben. Damit ist gesichert, daß *Pachycardia rugosa* eine wesentlich längere Lebensdauer gehabt hat als bisher bekannt.

Die Ammonitenfauna ist bis jetzt nur von Zittel (1899: 352) und Koken (1911: 562, 1913: 16) in Faunenlisten aufgeführt. Besonders Koken (1911, 1913) vertritt die Meinung, daß die Ammonitenfauna julisch sei. Von den in seiner Faunenliste genannten Ammoniten sind *Mojsisoviscites* sp., *Margarites* sp., *Buchites* aff. *modesto* Mojs. und *Anatomites burmeisteri* Mojs. leitend für Jul (Unterkarn). Da hierdurch das Nebeneinander der Riff-Fazies des Schlerndolomits und der Beckenfazies der Pachycardientuffe bis ins obere Unterkarn belegt zu sein scheint, kommt dieser Alterseinstufung besondere Bedeutung zu. Leider können diese Bestimmungen nicht überprüft werden, da die meisten Belegstücke zu Koken am Institut für Geologie und Paläontologie Tübingen nicht mehr vorhanden sind.

Die Neubestimmung des in Tübingen und München vorhandenen Materials ergab folgendes:

Aus den Unteren Pachycardientuffen des Tschipitbaches (Seiser Alm) stammen:
Protrachyceras sp.
Celtites epolensis Mojsisovics; Taf. 1, Fig. 11
Nannites bittneri Mojsisovics; Taf. 1, Fig. 15 (Dies Exemplar wurde von Zittel, 1899: 318 aus Kalken, die in den Augitporphyr eingeschaltet sind, angeführt. Nach der Erhaltung stammt es jedoch aus den Pachycardientuffen).

Aus den Mergeln, die ungefähr in der Mitte der 150 m mächtigen Pachycardientuffe eingeschaltet sind, liegen vor:
Anolcites doleriticus (Mojsisovics); Taf. 1, Fig. 4
Arietoceltites sp.
Joannites tridentinus Mojsisovics

Ohne nähere Fundortangabe aus Tuffiten der Seiser Alm stammen:
Protrachyceras cf. *ladinum* (Mojsisovics); Taf. 1, Fig. 1
Maclearnoceras sp.; Taf. 1, Fig. 6[1])
Asklepioceras cf. *segmentatus* (Mojsisovics); Taf. 1, Fig. 7
Muensterites cf. *loczyi* (Diener); Taf. 1, Fig. 8
Lecanites glaucus (Münster); Taf. 1, Fig. 9
Celitites epolensis (Mojsisovics); Taf. 1, Fig. 10
Joannites klipsteini (Mojsisovics); Taf. 1, Fig. 13
Joannites subtridentinus (Mojsisovics); Taf. 1, Fig. 14

Leider ist der genaue Fundort dieser Ammoniten unbekannt. Richthofen (1860: 190) und Diener (1903: 20) geben den linken Seitenbach des Frombaches auf der Seiser Alm als Fundpunkt an. Zittel (1899: 104) nennt eine „Anzahl neuer Fundplätze von Versteinerungen", ohne sie jedoch genau zu beschreiben. Auch in den übrigen Arbeiten fehlen genaue Fundortangaben, und auf den Etiketten zu den alten Stücken ist meistens nicht näher vermerkt, woher sie stammen. Vermutlich ist

[1]) Die abgebildeten Stücke von *Maclearnoceras* (Taf. 1, Fig. 5—6) zeigen die für diese Gattung typische unregelmäßige Rippenspaltung an der Nabelkante und auf der Flanke. Die Rippen sind prokonkav und auf der Ventralseite etwas verdickt. Die Lobenlinie ist wie bei *Maclearnoceras maclearni* ceratitisch: Der Externlobus ist nicht erkennbar, der Lateral-lobus ist tief und schwach geschlitzt und der Umbilicallobus flach und ebenfalls schwach geschlitzt.

der größte Teil aus den fossilreichen Tuffiten des Frombaches. Hier konnte bei Neuaufsammlungen lediglich ein *Lecanites* sp. und etwas tiefer *Celtites epolensis* gefunden werden.

Altersstellung: Bis auf *Lecanites glaucus* und *Joannites klipsteini* sind die genannten Ammoniten auf das Ob. Ladin, auf die *archelaus*-Zone im Sinne Mojsisovics[2]), beschränkt, *L. glaucus* und *Joannites klipsteini* reichen noch bis ins Jul bzw. Cordevol. Nach Tozer (1967: 30) ist in N-Amerika *Maclearnoceras* auf die *maclearni*-Zone (mittl. Oberladin) und *Asklepioceras* auf die *maclearni*- und *sutherlandi*-Zone (mittl.-ob. Oberladin) beschränkt. Sicher sind hiermit die Äquivalente des nordamerikanischen Oberladin nachgewiesen. Es ist jedoch die stratigraphische Reichweite dieser Ammoniten und das genaue Fundniveau in den Dolomiten unbekannt. Deshalb wird die *archelaus*-Zone von Mojsisovics vorerst beibehalten.

Alter der Unteren Cassianer Schichten

Mit den Pachycardientuffen altersgleich sind die Unteren Cassianer Schichten südlich von St. Cassian, denn dort konnten folgende Ammoniten gefunden werden. Im Profil Stuores-Wiesen (Urlichs 1974, Abb. 1—2) fand ich ca. 55 m unter der Oberkante der Unteren Cassianer Schichten:

Protrachyceras sp.
Frankites apertus (Mojsisovics) (Taf. 1, Fig. 3)[3])
Klipsteinia sp.
Lobites sp. (Taf. 1, Fig. 12)

Durch den Fund von *Frankites apertus*[3]) unter *Trachyceras aon* ist das Äquivalent der nordamerikanischen *sutherlandi*-Zone nachgewiesen.

Weiterhin liegt von St. Cassian ohne nähere Fundortangabe vor: *Maclearnoceras richthofeni* (Mojsisovics) (Taf. 1, Fig. 5)[1]).

[2]) *Protrachyceras archelaus* soll noch im Jul in den Raibler Schichten am Schlern vorkommen. Als erster nannte Parona (1889: 59) *P. archelaus* vom Schlern. Nach Wöhrmann (1893: 686) handelt es sich hierbei um ein unbestimmbares Bruchstück. Dann führte Koken (1900: 194) „*Trachyceras archelaus*" vom Schlern an. Dies Stück ist von Diener (1901: 34) untersucht und als „*Protrachyceras* cf. *aspasia* v. Mojs." bestimmt und von Diener (1908: 21) bestätigt worden. Frech (1903: 41—42) hat das Stück ebenfalls beschrieben und als *P. archelaus* bestimmt. Auch Arthaber (1906: 275) hält es für ein *P. archelaus* Von Rosenberg (1958: 303) ist noch ein weiterer Fund vom Schlern als „*Trachyceras archelaus*" angeführt worden. Krystyn & Gruber (1975: 282) bestätigen die Bestimmung. Mir liegen beide Exemplare vor. Es handelt sich hierbei um eine Art, die vom Typusexemplar des *Protrachyceras archelaus* in folgendem abweicht: Die Rippen auf den Flanken spalten unregelmäßig an der Nabelkante und auf der Flanke, beim Typusexemplar jedoch nur an der Nabelkante. Außerdem sind die Stücke vom Schlern weitnabeliger. Auch Mojsisovics (1882: Taf. 18, Fig. 1—2) bildet ähnlich weitnabelige und unregelmäßig berippte Stücke unter *P. archelaus* ab. Ob diese Exemplare und die vom Schlern zu *P. archelaus* gerechnet werden können, ist unmöglich in dieser Arbeit zu entscheiden, denn das käme einer Revision gleich.

[3]) Bei dem abgebildeten Exemplar von *Frankites apertus* handelt es sich um ein flachgedrücktes Schalenexemplar. Die Rippen stehen sehr dicht und sind kräftig nach vorne geneigt. Sie sind auf der Ventralseite durch eine Furche unterbrochen. Die Lobenlinie ist, soweit erkennbar, ceratitisch: Es sind nur ein schwach geschlitzter Externlobus und mindestens zwei geschlitzte Umbilicalloben erkennbar, und die Sättel sind ungeschlitzt.

Durch diesen Fund ist die Gleichaltrigkeit der Pachycardientuffe und der Unteren Cassianer Schichten nachgewiesen.

Außerdem konnte ich am Col da Oj (200 m NE, P. 1860, NW St. Leonhard/Gadertal) in den Unteren Cassianer Schichten *„Trachyceras" laricum* Mojsisovics finden[4]). Diese Art ist von Mojsisovics (1882) aus der *archelaus*-Zone beschrieben worden. Etwa 100 m über der Fundstelle beginnt bereits der 400 m mächtige Schlerndolomit (siehe Karte Reithofer 1928). D. h. die Cassianer Schichten sind an der Ostseite der Gardenazza großenteils ladinisch. Von dort beschreibt Mojsisovics (1882) ein echtes *Trachyceras* und zwar *Tr. pescolense*, das nach dem Ort Pescol NW St. Leonhard benannt ist.

Zur Ladin/Karn-Grenze

Die Basis des Karn ist nach Tozer (1967: 31), Krystyn (1973: 124) und Urlichs (1974: 208) mit dem ersten Auftreten von *Trachyceras* s. str. definiert worden. Damit wird man aber der historischen Gliederung von Mojsisovics (1882, 1893, 1895) nicht gerecht, denn er beschreibt aus der *archelaus*-Zone ein echtes *Trachyceras* und zwar *Tr. pescolense*. Es stammt nach Mojsisovics (1882: 129) „aus gelbem Kalkmergel der Wengener Schichten", womit die Mergel der Unteren Cassianer Schichten (sensu Ogilvie-Gordon 1929 und Mutschlechner 1934) gemeint sind. 1893 (S. 815) bestätigt Mojsisovics, daß *Trachyceras* „mit einer seltenen Art *(Trach. pescolense)* zuerst in den obersten Wengener Schichten auftritt." An der Nordseite der Gardenazza im Gebiet um Pescol (dem Fundort von *Trachyceras pescolense)* sind nach Reithofer (1928) unter 400 m mächtigem Schlerndolomit ca. 150 m mächtige Cassianer Schichten vorhanden. Sie müssen nach meinem Fossilfund ins Oberladin gestellt werden. Vorausgesetzt der Fundort von *Tr. pescolense* stimmt, dann tritt *Trachyceras* bereits in den Unteren Cassianer Schichten zusammen mit *Frankites* auf. Deshalb muß die Ladin/Karn-Grenze neu definiert werden.

Mojsisovics hat die gesamte Fauna aus seinen Wengener Schichten in der *archelaus*-Zone zusammengefaßt. Bei der Beschreibung der einzelnen Arten gibt er genauere Fundhorizonte an, z. B. bei *„Trachyceras" laricum* (1883: 96): „in oolithischem blauschwarzem Kalk aus der Schichtfolge der Tuffsandsteine" oder bei *„Trachyceras" regoledanum* (1882: 132): „aus lichtem korallenführendem Kalke (Cipit-Kalke)". Diese Kalke treten in Mojsisovics's Oberen Wengener Schichten auf. Sie werden später von Ogilvie-Gordon (1929) und Mutschlechner (1934) als Untere Cassianer Schichten kartiert.

Es ist nicht sinnvoll, jetzt die Grenze Wengener/Cassianer wieder im Sinne von Mojsisovics nach oben zu verlegen, denn dann müßten die als Cassianer kar-

[4]) Das abgebildete Exemplar (Taf. 1, Fig. 2) von *„Trachyceras" laricum* stellt einen Ausguß einer flachgedrückten Hohlform dar. Die Rippen sind unbeknotet, kräftig prokonkav. Am Ventralrand sind sie verdickt und auf der Ventralseite durch eine Furche unterbrochen. Im Aussehen ähnelt dies Stück *Liardites* Tozer (1963) sehr. Ihm fehlt jedoch die Rippenspaltung an der Ventralkante und es ist engnabeliger. Da auch die Lobenlinie nicht erhalten ist, ist eine Zuordnung zu *Liardites* nicht gesichert. Zu *Trachyceras* kann diese Art aber mit Sicherheit auch nicht gerechnet werden, da Knoten auf den Rippen völlig fehlen.

tierten Schichten größtenteils als Wengener Schichten gelten, z. B. auf der Seiser Alm, am Langkofel, an der Sella und am Pelmo. Deshalb befürworte ich die eingebürgerte Grenzziehung von Ogilvie-Gordon (1929) und Mutschlechner (1934) und weise darauf hin, daß die Zonengliederung unabhängig von der Kartierung ist.

Da Mojsisovics in seiner *archelaus*-Zone *„Trachyceras" regoledanum (= Frankites)* aufführt, gehört die Zone mit *Frankites* zum Oberen Ladin, und das Karn beginnt mit der *aon*-Zone. An Stelle der neuen Definition der Karn-Basis muß wieder die alte von Mojsisovics treten. Das Karn beginnt mit dem Auftreten von *Trachyceras aon.*

Schlußfolgerung

Durch die Einstufung der Pachycardientuffe und der Unteren Cassianer Schichten ins Oberladin ändert sich das stratigraphische Schema der Trias in den Dolomiten ganz erheblich. In Abb. 2 ist die bisher gängige Vorstellung der neuen gegenübergestellt. Die Beckenfazies der Wengener und Cassianer Schichten ist neben der Riffazies beziehungsweise Plattformfazies des Schlerndolomits im Langobard und Cordevol (Oberladin-Unterkarn), nicht aber im Jul (ob. Unterkarn) vorhanden. Während des Oberladin dehnt sich der Schlerndolomit immer weiter aus, bis er im Cordevol (unt. Unterkarn) das gesamte Gebiet der Dolomiten bedeckt.

Das vorliegende Material reicht für eine Einstufung der Pachycardientuffe und Unteren Cassianer Schichten ins Oberladin. Eine weitere Untergliederung wie in Nordamerika kann jedoch nicht durchgeführt werden, da die untersuchten Exemplare großenteils nicht horizontiert und teils zu schlecht erhalten sind.

Die neue Einstufung der Pachycardientuffe ins Oberladin ist für die Parallelisierung der alpinen mit der germanischen Trias von Bedeutung: Aus den Pachy-

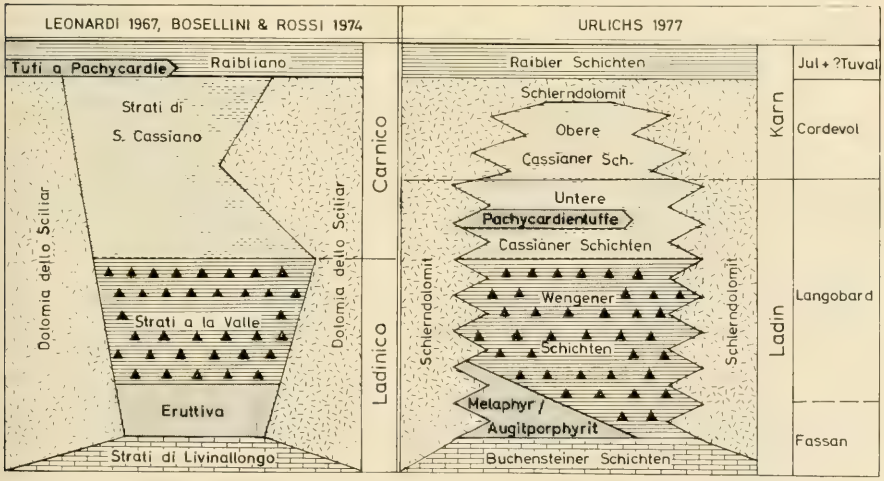


Abb. 2: Gliederungsschemata des Ladin und Karn in den Dolomiten. Links nach Leonardi (1967) und Bosellini & Rossi (1974), rechts Schema nach neuer Einstufung der Unteren Cassianer Schichten und der Pachycardientuffe.

cardientuffen ist nämlich von Broili (1904: 214) und Waagen (1907: 49) *Myophoria kefersteini* beschrieben worden. Sie kommt auch in SW-Deutschland in der Bleiglanzbank des Gipskeupers vor. Da nach Pia (1930: 141—146, 199) *Myophoria kefersteini* aus dem Jul und eventuell auch aus dem Obercordelvol bekannt ist, stufte man den Gipskeuper Süddeutschlands in die gleiche Zeit ein. Nach der neuen Altersdatierung ist *Myophoria kefersteini* jedoch für eine exakte Parallelisierung unbrauchbar.

Für Materialausleihe und Auskünfte bedanke ich mich herzlich bei: Dr. L. Krystyn (Wien), Dr. H. Lobitzer (Wien), Dr. G. Schairer (München), Dr. H. Summesberger (Wien) und Prof. Dr. F. Westphal (Tübingen). Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für finanzielle Unterstützung.

Schriftenverzeichnis

Arthaber, G. v. (1906): Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — In: Frech, F.: Lethaea Geognostica (II), 1, Trias, 223—472; Stuttgart (Schweizerbart).

Blaschke, F. (1905): Die Gastropodenfauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe in Südtirol nebst einem Nachtrag zur Gastropodenfauna der roten Raibler Schichten vom Schlern-Plateau. — Beitr. Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarn u. Orient, **17**: 161 bis 222, Taf. 19—20; Wien-Leipzig.

Bosellini, A. & Rossi, D. (1974): Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. — Soc. econom. Paleontologists and Mineralogists, spec. publ. **18**: 209 bis 233, 33 Abb.; Tulsa.

Broili, F. (1904): Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (mit Ausschluß der Gastropoden und Cephalopoden). — Paläontographica, **50**: 145—227, Taf. 17—27; Stuttgart.

Broili, F. (1907): Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (Scaphopoden und Gastropoden. — Paläontographica, **54**: 69—138, Taf. 6—11; Stuttgart.

Cros, P. (1968): Tectonique et émersion triasique dans le massif du Latemar (dolomites italiennes). — C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D (Sci. natur.), **267**: 28—31; Paris.

Diener, C. (1900): Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südtirolischen Dolomitstöcke. — Mitt. geogr. Ges. Wien, **43**: 25—30; Wien.

Diener, C. (1901): Mittheilungen über einige Cephalopodensuiten aus der Trias der Südalpen. — N. Jb. Mineral. Geol. u. Paläont., **1901**, 2. Bd.: 23—36, Taf. 1; Stuttgart.

Diener, C. (1903): Exkursion in die Dolomiten von Südtirol (Seiser Alpe, Schlern, Ampezzaner Dolomiten). — 9. Internat. Geol. Kongr., Führer Exkurs. **6**: 30 S., 5 Abb., 1 geol. Kt.; Wien.

Diener, C. (1908): Ladinic, Carnic and Noric faunae of Spiti. — Palaeontologia Indica, (XV) **5**, part 3: 157 S., 24 Taf.; Calcutta.

Doelter, C. (1873): Geologische Notizen aus Südtirol. — Verh. k. k. geol. R.-Anst. Wien, **1873**: 4—6; Wien.

Emmrich, H. (1844): Über die Schichtenfolge der Flözgebirge des Gadertales, der Seiser Alp und St. Cassian. — N. Jb. Mineral. Geogn., Geol. u. Petrefactenkde, **1844**: 791—803; Stuttgart.

Frech, F. (1903): Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten des südlichen Bakony. — Result. wiss. Erforsch. Balatonsee, **1**, 1. Teil, paläont. Anh., 3/4: 73 S., 11 Taf., 20 Abb.; Budapest.

Gümbel, C. W. (1873): Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. I. Das Mendel- und Schlerngebiet. — Sitz.-Ber. kgl. bayer. Akad. Wiss. München, math.-phys. Kl., **1873**: 14—18; München.

Houten, L. van (1930): Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. — Jb. geol. B.-Anst., **90**: 147—230, Taf. 5—14; Wien.

Klebelsberg, R. v. (1911): Neuere geologische Forschungen, die Südosttiroler Dolomiten betreffend. — Mitt. geol. Ges. Wien, **4**: 156—172; Wien.

Koken, E. (1900): Über triassische Versteinerungen aus China. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., **1900** Bd. 1: 186—215, Taf. 9—10, 3 Abb.; Stuttgart.

Koken, E. (1906): Geologische Beiträge aus Südtirol. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. **1906**, Bd. 2: 1—19, Taf. 1—3, 1 Abb.; Stuttgart.

Koken, E. (1911): Zur Geologie Südtirols. — Cbl. Geol. Mineral. Paläont., **1911**: 561—572; Stuttgart.

Koken, E. (1913): Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligkreuz (Abteital, Südtirol). — Abh. k. k. geol. R.-Anst. Wien, **16**/4: 43 S., 6 Taf.; Wien.

Krystyn, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Schr.-R. erdwiss. Komm. österreich. Akad. Wiss., **2**: 137—144, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.

Krystyn, L. & Guber, B. (1974): *Daonella lommeli* (Wissmann) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974**: 279—286, 2 Abb.; Stuttgart.

Leonardi, P. (1962): Il. Gruppo dello Sciliar et le scogliere coralligene dolomitiche. — Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. IX, 3 Suppl.: 82 S., 19 Taf., 39 Abb., 1 geol. Kt.; Ferrara.

Leonardi, P. (1964): Note stratigrafico-sedimentologische sul Ladinico della Conca di Sappada (Belluno). — Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. IX, **3**/10: 187—209, 9 Taf., 2 Abb.; Ferrara.

Leonardi, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. — 2 Bände: 1019 S., 519 Abb., 73 Taf.; Trento (Cons. nat. Richerche).

Mojsisovics, E. v. (1869): Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jb. k. k. geol. R.-Anst., **19**: 91—149, 2 Taf., 1 Tab.; Wien.

Mojsisovics, E. v. (1873—1902): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, I u. II. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **6**/1: I—X, 1—82 (1873), 83—174, Taf. 1—70 (1875), Suppl.: 175—356, Taf. 1—23 (1902), 6/2: I—X, 1—835, Taf. 71—200 (1893); Wien.

Mojsisovics, E. v. (1874): Die Faunengebiete und Faciesgebiete der Triasperiode in den Ostalpen. — Jb. k. k. geol. R.-Anst., **24**: 81—134; Wien.

Mojsisovics, E. v. (1875): Über die Ausdehnung und die Structur der südtirolischen Dolomitstöcke. — Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **71**: 719—736; Wien.

Mojsisovics, E. v. (1879): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. — 552 S., 140 Abb.; Wien (Hölder).

Mojsisovics, E. v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Trias. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **10**: 1—320, Taf. 1—94; Wien.

Ogilvie, M. (1893): Contributions to the Geology of Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. — Quart. J. geol. Soc. London, **49**: 1—78, 17 Abb.; London.

Ogilvie-Gordon, M. M. (1927): Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I—III. — Abh. geol. B.-Anst., **24**/1: 376 S., 26 Taf., 63 Abb., **24**/2, 89 S., 13 Taf.; Wien.

Ogilvie-Gordon, M. M. (1929): Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein) St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. — Jb. geol. B.-Anst., **79**: 357—424, Taf. 3—11, 17 Abb.; Wien.

Ogilvie-Gordon, M. M. (1939): Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **32**: 1—118, Taf. 1—18, 10 Abb.; Wien.

Parona, (1889): Studio monografica della Fauna Raibliana di Lombardia. — 156 S., 13 Taf.; Pavia.

Pia, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. — 252 S., 3 Abb., Leipzig u. Wien (Deuticke).

Reithofer, O. (1928): Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). — Jb. geol. B.-Anst., **78**: 257—326, 2 Taf., 8 Abb.; Wien.

Richthofen, F. v. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. — 327 S., 5 Taf.; Gotha (Perthes).
Richthofen, F. v. (1874): Über Mendola-Dolomit und Schlern-Dolomit. — Z. dt. geol. Ges., **26:** 225—256, Taf. 4; Berlin.
Rosenberg, G. (1958): 50 Jahre nach Mojsisovics. — Mitt. geol. Ges. Wien, **50:** 293—314; Wien.
Rossi-Ronchetti, C. (1960): Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) II. Cefalopodi ladinici del Gruppo delle Grigne. — Riv. ital. Paleont. Stratigr., **66:** 164—229, Taf. 1—8, 3 Abb.; Mailand.
Rothpletz, A. (1894): Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. — 268 S., 2 Taf., 115 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
Rothpletz, A. (1899): Erläuterungen zu der geologischen Exkursion auf die Seiseralpe und den Schlern. — Z. dt. geol. Ges., **51:** 105—114, 5 Abb.; Berlin.
Stur, D. (1868): Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. — Jb. k. k. geol. R.-Anst., **18:** 529—568, 1 Abb., 2 Taf.; Wien.
Tozer, E. T. (1963): *Liardites* and *Maclearnoceras*, new Triassic ammonoids from the *Nathorstites* zone of British Columbia. — Bull. Geol. Surv. Canada, **96:** 31—38, Taf. 6; Ottawa.
Tozer, E. T. (1967): A standard for Triassic time. — Bull. Geol. Surv. Canada, **156:** 103 S., 10 Taf., 23 Abb.; Ottawa.
Tozer, E. T. (1971): Triassic time and ammonoides: problems and proposals. — Canadian J. Earth Sci., **8:** 989—1031; 1 Abb., 3 Tab.; Ottawa.
Urlichs, M. (1974): Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von St. Cassian (Dolomiten, Italien). — Schr.-R. erdwiss. Komm. österreich. Akad. Wiss., **2:** 207—222, 1 Taf., 6 Abb.; Wien.
Valduga, A. (1962): Osservazioni stratigrafico-paleontologiche sui rapporti fra la serie raibliana dello Sciliar e i „tufi a Pachicardie" dell'Alpe di Suisi. — Atti Ist. Veneto Sci. Lett. Arti, Cl. Sci. math.-natur., **120:** 165—189, 4 Taf., 3 Abb.; Venezia.
Waagen, L. (1903): Brachiopoden aus den Pachycardientuffen der Seiser Alpe. — Jb. k. k. geol. R.-Anst., **53:** 443—452, 6 Abb.; Wien.
Waagen, L. (1907): Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alp nebst vergleichend paläontologischer und phylogenetischer Studien. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **18/2:** 1—180, 10 Taf., 19 Abb.; Wien.
Wöhrmann, S. v. (1893): Die Raibler Schichten, nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. k. k. geol. R.-Anst., **43:** 61—768, 1 Taf.; Wien.
Zittel, K. A. v. (1899): Über Wengener, Cassianer- und Raibler-Schichten auf der Seiser Alp in Tirol. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **29:** 341—359; München.
Zittel, K. A. v. (1899): Über die Entwicklung der Wengener, St. Cassianer und Raibler Schichten auf der Seiser Alp in Tirol. — Z. dt. geol. Ges., Verh., **51:** 102—114; Berlin.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Aufbewahrungsorte: BSTM = Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München; SMNS = Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart; NMW = Naturhistorisches Museum Wien.

Fig. 1: *Protrachyceras* cf. *ladinum* (Mojsisovics), Lateralansicht, BSTM AS I 796, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 1 x.

Fig. 2: *Trachyceras laricum* (Mojsisovics), Lateralansicht, SMNS 22875 Untere Cassianer Schichten, 200 m NE, P. 1860 m. Col da Oj NW St. Leonhard/Gadertal, 1 x.

Fig. 3: *Frankites apertus* (Mojsisovics), Lateralansicht, SMNS 22876, Untere Cassianer Schichten, 55 m unterhalb Obergrenze, Profil Stuores-Wiesen bei St. Cassian, 1 x.

Fig. 4: *Anolcites doleriticus* (Mojsisovics), Lateralansicht, BSTM 1965 XII 38, „Cassianer Schichten", Seiser Alm oberhalb Pension Rosa, 2 x.

Fig. 5: *Maclearnoceras richthofeni* (Mojsisovics), 5 a) Lateralansicht, 1 x. 5 b) Ventralansicht, 1 x. 5 c) 2 x. NMW, Untere Cassianer Schichten, „St. Cassian".

Fig. 6: *Maclearnoceras* sp., Lateralansicht, BSTM AS I 798, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 2 x.

Fig. 7: *Asklepioceras* cf. *segmentatus* (Mojsisovics), Lateralansicht, BSTM AS XIII 8, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 1 x.

Fig. 8: *Muensterites* cf. *loczyi* (Diener), Lateralansicht, BSTM AS XIII 9, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 1 x.

Fig. 9: *Lecanites glaucus* (Münster), Lateralansicht, BSTM AS I 794, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 2 x.

Fig. 10: *Celtites epolensis* (Mojsisovics), Lateralansicht, SMNS 10285, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 1 x.

Fig. 11: *Celtites epolensis* (Mojsisovics) 11 a), Lateralansicht, 1 x, 11 b) Ventralansicht, 1 x, 11 c) 2 x, BSTM 1965 XII, 21, Tschipitblock aus unteren Pachycardientuffen, Tschipitbach/Seiser Alm.

Fig. 12: *Lobites* sp., Lateralansicht, SMNS 22877, Untere Cassianer Schichten, 55 m unter Obergrenze, Profil Stuores Wiesen bei St. Cassien, 1 x.

Fig. 13: *Joannites klipsteini* Mojsisovics, Lateralansicht, BSTM AS I 832, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 1 x.

Fig. 14: *Joannites subtridentinus* (Mojsisovics), Lateralansicht, BSTM, AS I 833, Pachycardientuffe, „Seiser Alm", 1 x.

Fig. 15: *Nannites bittneri* (Mojsisovics), Lateralansicht, BSTM AS I 797, untere Pachycardientuffe, Tschipitbach/Seiser Alm, 1 x.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 17 | 27—34 | München, 6. 7. 1977

Ein neuer Fund der seltenen Clydonitoideen-Gattung Acanthinites (Ceratitida, Nor) und seine paläontologische Bedeutung

Von Arnold Zeiss*)

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung

Beschreibung des ersten Fundes der seltenen Ammonoideen-Gattung *Acanthinites* aus der Norischen Stufe der Bayerischen Alpen. Die taxionomische Untersuchung ergab die Zuordnung zur Art *A. excelsior*, von der seit der Erstbeschreibung (v. Mojsisovics, 1893) keine weiteren Exemplare bekannt geworden sind. Ergänzung der Erstbeschreibung in einigen Merkmalen. — *A. excelsior* ist leitend für die mittlere Norische Stufe und erlaubt eine genauere Datierung der Fundlokalität. Abschließend Bemerkungen zur phylogenetischen Entfaltung der Gattung sowie zu ihrer zoogeographischen Verbreitung (unter Berücksichtigung der Plattentektonik).

Abstract

The first record of the rare ammonoid genus *Acanthinites* from the Norian of the Bavarian Alps is figured and described. The specimen, referred to *A. excelsior*, represents a species which has not been found since the first description by v. Mojsisovics in 1893. The exact stratigraphic position of the locality can now be given, for *A. excelsior* is significant for the Middle Norian. Final remarks are made on the phylogeny of the genus and, with regard to plate tectonics, on the zoogeographic distribution.

A. Einleitung

Anläßlich einer Exkursion des Paläontologischen Institutes der Universität Erlangen-Nürnberg in das Mesozoikum südlich von Salzburg wurde unter der sehr instruktiven Führung von Herrn Dr. B. Plöchinger, Wien, auch der Steinbruch ca. 400 m nördlich des Zillwirtes im östlichen Berchtesgadener Land besucht. Diese Lokalität liegt nahe der bayerisch/österreichischen Grenze, ca. 2 km westlich von Hallein. Sie ist in den Arbeiten von Plöchinger (1955: 102 u. 126) und Pichler

*) Prof. Dr. A. Zeiss, Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, D-8520 Erlangen.

(1963: 161, Taf. 12) besprochen und dargestellt worden. Beide Autoren lieferten auch geologische Karten aus diesem Bereich. (Man vgl. hierzu auch die Skizze von Plöchinger [1976: Abb. 6], in welcher der Steinbruch eingetragen ist.) Von diesen Autoren wird der Steinbruch der Hallstatt-Fazies des Nor zugeordnet. Neben Funden von *Monotis salinaria* und *Halorella amphitoma multicostata* liegt nach Pichler (1963) nur ein Ammonitenfund, *Rhacophyllites neojurensis*, vor, eine Form, die im gesamten Nor und Rät vorkommt (vgl. Krystyn 1973). Eine detailliertere Einstufung des Aufschlusses wurde seinerzeit nicht vorgenommen (vgl. S. 31).

Während des oben erwähnten Besuches im Steinbruch im Jahre 1971 gelang dem Verfasser ein weiterer Ammonoideen-Fund: er stammt aus gebrochenen Steinen, die unmittelbar vor der Abbauwand lagen. Später stellte es sich zur Überraschung des Verfassers heraus, daß es sich um den Vertreter der sonst nur selten gefundenen Gattung *Acanthinites* handelt *(A. excelsior)*. Wie im folgenden gezeigt werden soll, läßt dieser Fund eine genauere Datierung zu. Da seit der Erstbeschreibung durch v. Mojsisovics (1893), dem nur verdrücktes Material vorlag, keine weiteren Funde dieser Art mehr gemacht wurden, vermag auch die Beschreibung des Fundstückes Ergänzungen zu liefern. Dasselbe gilt für die Abbildungen, die bei v. Mojsisovics rekonstruiert sind. Der Geologischen Bundesanstalt in Wien, insbesondere Herrn Prof. Sieber und Herrn Dr. F. Stojaspal, sei für die Erlaubnis die Originalstücke von v. Mojsisovics zu *Acanthinites* an Ort und Stelle nachuntersuchen zu können sowie für die Ausleihe eines der Originalstücke bestens gedankt. Dem Geological Survey of Canada, insbesondere den Bemühungen von Herrn Dr. J. Jeletzky, Ottawa, verdanke ich während der Drucklegung noch die Zusendung der wichtigen, hier aber auch im Leihverkehr nicht erhältlichen Arbeit von McLearn (1960).

B. Taxionomische Beschreibung

O. Ammonoidea v. Zittel 1884
U. O. Ceratitina Hyatt 1884
Üb. Fam. Clydonitoidea (= Clydonitacea) v. Mojsisovics 1879
Fam. Cyrtopleuritidae Diener 1924
Gattung *Acanthinites* v. Mojsisovics 1893

Typusart:
A. excelsus v. Mojsisovics 1893 (vgl. Diener 1915: 27).

Acanthinites wurde von v. Mojsisovics (1893: 517) als Untergattung des Genus *Cyrtopleurites* v. Mojsisovics (1893) aufgestellt. Beide verbindet noch das Merkmal der eng gekerbten Kiele. Unterscheidende Merkmale sind die von kräftigen umbilikalen Dornen ausgehenden Rippen, welche mit einer großen Zahl von je 2 im Spiralsinn angeordneten Dornenreihen auf dem größten Teil der Flanke versehen sind. Bereits Hyatt (1900) erkannte *Acanthinites* als selbständige Gattung an (vgl. Spath 1951: 71). Die Gattung *Acanthinites* umfaßt derzeit nur die Untergattung *Acanthinites* s. str. Einige Zeit wurde der Gattung *Acanthinites* die Untergattung *Himavatites* Diener 1906 zugeordnet. Jedoch gilt diese heute als eigenes Genus, vermutlich weil bei ihr die für *Acanthinites* so charakteristischen spiralen Doppeldornen auf den Rippen nicht oder weniger typisch ausgeprägt sind. Als wichtigstes Unterscheidungsmerkmal sind jedoch die als zusätzliches Skulpturele-

ment auf der Flanke und an der Marginalkante stärker hervortretenden Knoten anzusehen, welche aber in größeren Abständen auftreten (vgl. ARKELL et al. 1957, 164—165). Auch die Externseite ist anders gestaltet. Während die Unterschiede bei den Typusarten sehr deutlich hervortreten, sind sie zwischen anderen Arten der beiden Gattungen zwar stets feststellbar, aber doch insgesamt weniger auffallend. Es kommt hinzu, daß innerhalb der Gattung *Acanthinites* zwei Formenkreise erkennbar sind: der erste umfaßt *A. excelsus*, *A. magnificus* und *A. silverii*, der zweite *A. excelsior*, *A. eusebii* und *A. calypso*. In der letztgenannten Gruppe finden sich gewisse morphologische Anklänge an frühe Arten von *Himavatites*, wie *H. multiauritus* und *H.* cf. *watsoni* (vgl. MCLEARN 1960, Taf. 4). Inwieweit diese Ähnlichkeiten darauf zurückzuführen sind, daß hier engere Verwandtschaft vorliegt, wie es offenbar auch DIENER bei der Aufstellung seiner Untergattung *Himavatites* annahm, könnte nur anhand einer Gesamtrevision beider Gattungen und morphologisch ähnlicher, gleichalter Formen entschieden werden, in die auch das nicht abgebildete Material miteinbezogen werden müßte.

Derzeit gehören zu *Acanthinites* 5 Arten, die aus dem Salzkammergut (Österreich) beschrieben wurden, 1 Art aus dem Himalaya sowie 1 Art und 1 Unterart aus Timor. Je eine Art kommt davon sowohl im Salzkammergut als auch in Britisch-Kolumbien (West-Kanada) bzw. im Himalaya und in Timor vor. Die aus Timor beschriebene Unterart ist einer Art des Salzkammergutes zugeordnet.

Acanthinites excelsior (v. MOJSISOVICS, 1893)
(Abb. 1)

v 1893 *Cyrtopleurites (Acanthinites) excelsior* E. v. MOJSISOVICS. — Ceph. Hall. Kalke: 531, Taf. 194, Fig. 1—2.

M a t e r i a l :

Slg. Paläont. Inst. Erlg., ZeTr 1 (1 Stück), Hallstatt-Kalke, Mittel-Nor, Steinbruch nördl. des Zillwirtes.

M a ß e :

Dm ca. 54 mm, Wh 32 mm, Wb ca. 20 mm, NW 4,5 mm; Ir 6 Ar 17, jeweils pro 1/4 Umgang.

B e s c h r e i b u n g :

Am vorliegenden Stück ist der letzte halbe Umgang des Gehäuses gut erkennbar. Die inneren Windungen sind im Gestein verborgen, bzw. so stark mit ihm verkittet, daß eine erfolgreiche Präparation nicht möglich ist, zumal das Gestein außerordentlich stark splitterig bricht; dies gilt auch für die Gegenseite des Stückes. Man erkennt ein hochmündiges Gehäuse mit engem Nabel, die Nabelwand fällt steil ein. Die Flanken des Gehäuses sind nur leicht nach außen gewölbt und besitzen somit ähnliche Umrißformen wie jene von *A. excelsus* (v. MOJSISOVICS 1893: Taf. 159, Fig. 1) bei gleichem Durchmesser. Die Skulptur besteht aus Innenrippen die, über die Nabelkante hakenförmig nach hinten ausbiegend, sich oberhalb der Nabelkante in wechselnder Stärke knotenartig verdicken. Die Flanke ist mit relativ breiten Rippen versehen, die entweder oberhalb der Nabelkante oder im inneren Drittel der Flanke sich aufspalten. An einigen Stellen ist sekundäre Spaltung (vgl. v. MOJSISOVICS 1893: 531) erkennbar. Die Rippen verlaufen im inneren Flankendrittel prorsicostat, dann bis zur Flankenmitte radial und von hier ab leicht bogenförmig nach hinten ausbiegend zur Externseite.

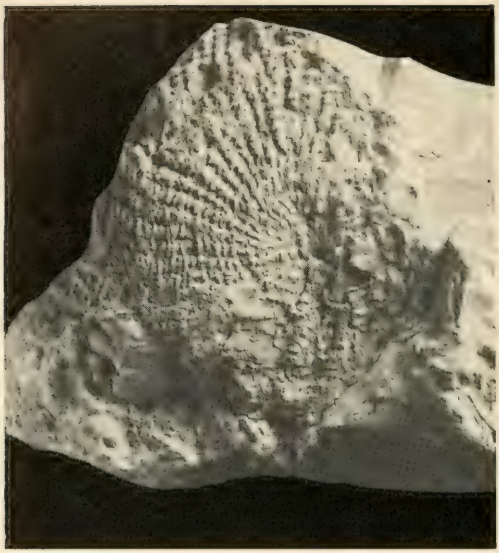


Abb. 1: *Acanthinites excelsior* (v. Mojsisovics 1893), Hallstatt-Kalke, Mittel-Nor, Steinbruch nördl. Zillwirtes, ca. 2 km westl. Hallein, x 1.

Die Rippen sind mit im Spiralsinn angeordneten Reihen von Knötchenreihen, bzw. Dornen verziert. Bis ca. 1/4 der Flankenhöhe zählt man 3—4 spirale Reihen, wobei pro Rippe nur ein Knoten bzw. Dorn ausgebildet ist. Dann folgen 18 spirale Reihen mit zwei Knötchen pro Rippe, auf der obersten Reihe finden sich stellenweise auch drei Knötchen. Die oberste Reihe ist besonders deutlich ausgebildet und begrenzt marginal die Externseite. Diese ist nur wenig nach oben erhöht. Sie besteht aus zwei seichten Furchen, zwischen den marginalen Knotenreihen und den beiden externen Kielen, die sich in der Mitte der Externseite, durch eine weitere Furche getrennt, erheben. Diese Kiele bestehen aus längeren, im Spiralsinn angeordneten Zähnen, die durch Intercostalräume von einander getrennt sind. Die Ausbildung der Externseite weist somit gewisse Anklänge an diejenige von *Himavatites* (z. B. *H. multiauritus* McLearn) auf, bleibt im Verhältnis jedoch wesentlich schmäler (vgl. unten). Von dieser Art unterscheidet sie sich jedoch durch das für alle Acanthiniten typische Auftreten deutlich ausgebildeter spiraler Doppelknotenreihen und das Fehlen von auf der Flanke verstärkten Knoten (vgl. hierzu McLearn 1960, Taf. 4, Fig. 6—8; Tozer 1967: Taf. 10, Fig. 5).

Die Originale zu *A. excelsior* sind so stark zusammengedrückt und verzerrt, daß die Gehäusemaße kaum zu ermitteln sind. Die Kiele lassen sich an einzelnen Stellen gerade noch erkennen. Die Skulptur mit ihren Doppeldornenreihen ist dagegen sehr gut beobachtbar. Die Abbildungen bei v. Mojsisovics sind Rekonstruktionsversuche (1893: Taf. 194, Fig. 1—2). Mit dieser Art weist das vorliegende Exemplar die größte Übereinstimmung auf. Ein kleiner Unterschied ergibt sich dadurch, daß v. Mojsisovics (1893: 531) 20 Spiralreihen mit Doppeldornen angibt (er rechnet sogar mit 24—25). Das vorliegende Stück besitzt 18 Spiralreihen mit Doppeldornen; diese etwas geringere Zahl dürfte aber entweder auf den etwas klei-

neren Gehäusedurchmesser oder auf die sicher vorhandene innerartliche Variabilität zurückzuführen zu sein.

Bemerkungen:

Von den anderen Arten der Gattung *Acanthinites* wird *A. excelsus* v. Mojsisovics (1893: 530, Taf. 159, Fig. 1) wesentlich größer (Dm = 109 mm) und besitzt keine so dicht gestellten spiralen Doppeldornenreihen (nur acht), die aber eine auffallende sekundäre Spaltung aufweisen. Es mag dies aber auch ein Hinweis darauf sein, daß die Doppeldornenreihen aus dem Zusammenschluß zweier einzeln beknoteter Rippen entstehen. Auffallend ist am Original, daß zu Beginn des letzten Umgangsviertels (wohl mit Beginn der Wohnkammer) sich die mediane Furche verflacht und die Herausbildung von zwei weiteren gezackten (medianen) Kielen bei 46,3 bzw. 51,5 mm Windungshöhe zu beobachten ist. Damit beginnt sich bereits bei dieser Art, wenn auch ontogenetisch spät, ein für die Himavatiten typisches Merkmal, die vier externen Kielreihen, in ihren ersten Anfängen bemerkbar zu machen. Die Egression am Ende des letzten Umganges deutet an, daß das Stück ausgewachsen ist.

Bei *Acanthinites calypso* v. Mojsisovics (1893: 532, Taf. 157, Fig. 2—4) handelt es sich um eine wesentlich kleinere Art (Dm 20—27 mm), welche einige Besonderheiten aufweist: Drängung der Rippen vor dem Umgangsende, viele davon sind nur schwach ausgeprägt. Die Spaltpunkte in der Mitte der Flanke sind knieförmig nach vorne gezogen wie zu einem Ansatzpunkt von lateralen Apophysen. — Die Skulptur auf dem letzten Umgangsviertel ist feiner und dichter ausgeprägt als weiter innen und durch eine Einschnürung abgetrennt. Die Berippung hat polyplok-polygyraten Habitus. Ein Stück zeigt beträchtliche Egression. Die hier besprochenen Merkmale geben Hinweise darauf, daß eine mikroconche Art vorliegen könnte. Als Lectotyp wird hiermit Fig. 4 bestimmt. Ob die hochmündigen Varianten, wie sie z. B. von Diener (1920: 606, Taf. 2, Fig. 8) abgebildet wurden, auch tatsächlich hierhergehören sei dahingestellt. Es könnte sich auch um die Innenwindungen größerer Arten handeln.

Auch die ebenfalls kleinere, von Diener (1920: 606, Taf. 2, Fig. 3) als *A. silverii* beschriebene Art könnte eine Innenwindung oder Jugendstadium einer größeren Art, z. B. von *A. excelsus* sein, da die beiden Arten die gleiche Gehäuseform und der gleiche gröbere Berippungstyp auszeichnet. Der sehr kleine *A. eusebii* Diener (1920: 607, Taf. 1, Fig. 3) hat auffallend abweichende Gehäusemaße und eine relativ breite Externseite, ähnlich wie bei *Himavatites columbianus* Mc. Learn. In diesem Merkmal besteht auch eine gewisse Ähnlichkeit zu dem vorliegenden Exemplar (vgl. S. 30), bei dem allerdings die Externseite insgesamt schmäler ausgebildet ist und die mittleren Kiele die marginalen Knotenreihen etwas überragen.

C. Biostratigraphische Auswertung

Der Steinbruch nördlich des Zillwirtes von dem das hier untersuchte Stück stammt, wurde von Pichler (1963: 161) den norischen Hallstätter Kalken zugeordnet. Er gibt von dort an Ammoniten nur *Rhacophyllites neojurensis* an, welcher nach Krystyn (1973: 129—132) im Lac 1 und 3, im Alaun 1 sowie im Sevat und Rät vorkommt; es handelt sich also um eine Durchläuferart der oberen Trias (Nor-Rät).

Der Fund eines *Acanthinites* läßt nun eine Diskussion hinsichtlich einer detaillierteren Einstufung zu: die Arten der Gattung *Acanthinites* treten nach v. Mojsisovics (1893: 809) zusammen mit *Cyrtopleurites bicrenatus* auf. Dies ist für die Lokalitäten Sommeraukogel und vorderer Sandling (Millibrunnkogel) direkt nachweisbar, für den Steinbruch an der Pötschenhöhe von dem die Originale zu *A. excelsior* stammen, gibt v. Mojsisovics (1893: 809) an, daß die von dort stammende Fauna in der Mehrzahl jüngeren Formen nahe verwandt ist, die aus der Bicrenatus-Zone stammen. Dies gilt mit Sicherheit für *A. excelsior*. Auch Tozer (1971: 1020) nimmt für diese Fauna mittelnorisches Alter an, wobei er *Acanthinites* kennzeichnend für die tieferen Anteile (Bicrenatus-Zone), *Distichites* für höhere (Columbianus-Zone) hält. Krystyn (1974: 141) weist darauf hin, daß an der Pötschenhöhe infolge submariner Gleitungen mittel- und obernorische Faunen im gleichen Schichtverband vorkommen können. Ferner gibt Krystyn (1973: 129) entgegen Tozer (1971: 1019) für den Feuerkogel an, daß dort keine mittelnorischen Ammoniten in der Paulckei-Zone des Unter-Nor vorkommen, vielmehr konnte er nachweisen, daß die mittelnorischen Ammoniten einer Spalte westlich des Paulckei-Lagers entstammen. Dies dürfte damit auch für die dort gefundenen Acanthiniten zutreffen.

Zusammenfassend stellt Krystyn fest (1974: 141), daß mit der *bicrenatus*-Zone eine weltweit veränderte Ammonitenfauna mit zahlreichen neuen Gattungen, darunter auch *Acanthinites* auftritt. Damit ist das mittelnorische Alter der Kalke in Hallstatt-Fazies im Zillwirt-Bruch sicher belegt, und zwar handelt es sich um dessen untere Zone, die Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus*.

Es ist nun interessant, daß Pichler (1963) aus dem oberen Teil des Bruches eine Bank mit reichlich *Monotis salinaria* angibt, die wir auch anläßlich unserer Exkursion beobachten konnten. Nach Krystyn (1973) kommen derartige Lagen im unteren Abschnitt des Ober-Nor (Sevat) an verschiedenen Lokalitäten vor. Nahe Verwandte dieser Art, *Monatis ochotica* und *M. subcircularis*, treten nach Tozer (1967: 40) im Ober-Nor Kanadas auf. Damit gehört der oberste Abschnitt des Steinbruches nördlich des Zillwirtes in das untere Ober-Nor. Im unteren Teil des Bruches ist das Alaun 1 (*bicrenatus*-Zone) sicher belegt. Dazwischen müßte die *columbianus*-Zone liegen, deren Äquivalente im alpinen Raum nach Krystyn (1973, 1974) im Haloriten-Horizont liegen. Nachweise dieser Zone lassen sich im Bruch bis jetzt nicht führen, doch ist ihr Vorhandensein deshalb nicht von vornherein auszuschließen. Das vorliegende Exemplar mit seiner phylogenetisch fortschrittlichen Ausbildung der Externseite zeigt, wie andernorts auch *A. eusebii*, möglicherweise an, daß derartige Formen den Übergangsbereich *bicrenatus/columbianus*-Zone oder zumindest den oberen Teil der *bicrenatus*-Zone charakterisieren. Hierfür spricht auch, daß nach Tozer (1971) die in Kanada folgende *Columbianus*-Zone in ihrer unteren Subzone durch *Himavaties multiauritus* McLearn charakterisiert wird. Diese Art und der ähnliche *H.* cf. *watsoni* Diener (in McLearn) unterscheiden sich durch das Auftreten von verstärkten lateralen Knotenreihen und die etwas fortschrittlichere Ausgestaltung der Externseite, sowie durch etwas abweichende Gehäuseformen von der hier vorliegenden Form. Diese relativ geringen Unterschiede könnten also dafür sprechen, daß es sich bei derartigen Formen um eine phylogenetische Weiterentwicklung des Formenkreises um *A. excelsior* zu *Himavatites*-Arten in etwas jüngeren Schichten handelt.

D. Phylogenetische und paläozoogeographische Schlußbetrachtungen

Wenn auch nach den Untersuchungen von v. Mojsisovics (1893) und Krystyn (1973, 1974) die Gattung *Acanthinites* nur aus der Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus* bekannt geworden ist und sie auch nach Tozer für dieselbe Leitwert besitzt, so ist nach den Äußerungen des letztgenannten Autors (1971: 1019) *Cyrtopleurites magnificus* Mc Learn anscheinend ein Vertreter von *Acanthinites*. Diese Art tritt bereits in der Zone des *Juvavites magnus* auf, welche der Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus* bzw. ihrem Äquivalent in Kanada, der Zone des *Drepanites rutherfordi*, vorausgeht. Möglicherweise handelt es sich um eine Übergangform von *Cyrtopleurites* zu *Acanthinites*. Jedenfalls ergibt sich ein Anhalt, daß die Wurzel der Gattung unter Formen der *Juvavites magnus*-Zone zu suchen ist. Die Hauptentfaltung der Gattung *Acanthinites* mit sämtlichen, eindeutig dieser Gattung zugewiesenen Arten vollzieht sich erst in der Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus:* sie erreicht hier ihre Blütezeit. Formen wie *A. excelsior* und *A. eusebii* scheinen überzuleiten zur Gattung *Himavatites*, deren Vertreter sich in der Zone des *Himavatites columbianus* entfalten. Nach Tozer (1971: 1002) vollzieht sich die Phylogenese der kanadischen Arten von stark bedornten zu kaum mehr beknoteten Formen; doppelte Knotenreihen werden immer mehr reduziert. — Über die Vorfahren der Cyrtopleuritidae ist wenig bekannt. Im Treatise (Arkell et al. 1957) werden sie an der Grenze Karn/Ladin von den Trachyceratidae abgeleitet. Wenn dies auf Grund neuerer Angaben über die zeitliche Verbreitung der Familie nicht zutrifft (vgl. Tozer 1971: 1028), so ist doch zu vermuten, daß sie in den morphologisch nicht unähnlichen Sirenitinae ihren Ursprung haben. Aber auch *Dimorphites* und *Trachysagenites* haben gewisse morphologische Ähnlichkeit, werden aber zu den Tropitaceae gestellt, so daß der zuerst genannten Möglichkeit größere Wahrscheinlichkeit zukommen dürfte (man vgl. auch v. Mojsisovics 1893, S. 518).

Geographisch liegt nach den bisherigen Erkenntnissen der Ursprung der Gattung *Acanthinites* in Kanada (älteste Form der Gattung *Acanthinites* im unteren Mittel-Nor nach Tozer 1974: 196 = oberes Unternor nach Krystyn 1974: 140 und Zapfe 1974: Tab. 1). Die Hauptentfaltung erfolgte dann in der Tethys, sowie im westpazifischen Bereich (Himalaya, Timor), während vom ostpazifischen Bereich nur 1 Vertreter vorliegt. Dort und im westpazifischen Bereich scheint später die Entfaltung der Gattung *Himavatites* vor sich gegangen zu sein, von der aus der Tethys bisher keine Anzeichen vorliegen. Die heutige geographische Lage der Fundpunkte von Acanthiniten erstreckt sich zwischen 57° N und 10° S, ist also stark asymmetrisch. Daran mag natürlich der geringe Kenntnisstand über die ehemaligen Südmeere schuld sein. Funde aus der Arktis würden allerdings eine noch stärkere Asymmetrie hervorrufen. Trägt man jedoch die bekannten Fundpunkte in einen plattentektonischen Rekonstruktionsversuch ein (z. B. Tozer 1971: Abb. 1), ergibt sich eine paläozoogeographische Lage der Fundpunkte zwischen ca. 30° N und ca. 30° S. Sie würden damit, heute klimatische Verhältnisse vorausgesetzt, in der tropischen und angrenzenden subtropischen Zone gelegen haben und damit einem natürlichen Lebensbereich näherkommen. Wie die Arbeiten von Tozer und Krystyn zeigen, sind hinsichtlich der Biostratigraphie der obertriadischen Ammonoideen in den letzten Jahren große Fortschritte erzielt worden, jedoch bleibt noch viel Detailforschung notwendig um das hochinteressante Kapitel der phylogenetischen Entfaltung der obertriadischen Ammonoideengruppen in Zeit und Raum im einzelnen besser erhellen zu können.

Arkell, W. J., Kummel, B. & Wright, C. W. (1957): Mesozoic Ammonoidea. — in: Treat. Invert. Paleont., L: L 80—L 90, Abb. 124—558; Lawrence/Ks..

Diener, C. (1915): Cephalopoda triadica. — Foss. Cat. I. Anim., **8:** 369 S.; Berlin.

Diener, C. (1920): Die Ceratitoidea der karnisch-norischen Mischfauna des Feuerkogels bei Aussee. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math. naturw. Kl. Abt. I., **129:** 589—618, Taf. 1—3; Wien.

Krystyn, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. B.-Anst., **1973** (1): 113—153, 7 Abb., 5 Taf.; Wien.

Krystyn, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Öster. Akad. Wiss. Schr.-R. Erdwiss. Komm., **2:** 137—144, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.

Kutassy, A. (1933): Cephalopoda triadica II. — Foss. Cat. I, Anim., **56:** 832 S.; Berlin.

McLearn, F. H. (1960): Ammonoid faunas of the Upper Triassic Pardonet formation, Peace River Foothills, British Columbia. — Geol. Surv. Canada, Mem., **311:** 1—118, Taf. 1—21; Ottawa.

Mojsisovics, E. v. (1893): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, 2. Bd. — Abh. KK. geol. R.-Anst., **6**(2): 835 S., Taf. 71—200; Wien.

Pichler, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. — Beih. Geol. Jb., **48:** 129—204, 6 Taf., 3 Tab., 5 Abb.; Hannover.

Plöchinger, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges, die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. — Jb. Geol. B.-Anst., **1955**(1): 93—144, 5 Abb., Taf. 5—7; Wien.

Plöchinger, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **151** (3): 304—324, 7 Abb.; Stuttgart.

Spath, L. F. (1951): The Ammonoidea of the Trias (II). — Cat. Foss. Ceph. Brit. Mus., **5:** 228 S.; London.

Tozer, E. T. (1967): A standard for Triassic Time. — Geol. Surv. Canada, Bull., **156:** 99 S., Taf. 1—10, 22 Abb.; Ottawa.

Tozer, E. T. (1971): Triassic Time and Ammonoids problems and proposals. — Canad. J. Earth Sci., **8** (8): 989—1031, 1 Abb., 2 Tab.; Ottawa.

Tozer, E. T. (1974): Definitions and Limits of Triassic Stages and Substages: Suggestions prompted by Comparsions between North America and the Alpine-Mediterranean Region. — Öster. Akad. Wiss., Schr.-R. Erdwiss. Komm, **2:** 195—206, 1 Tab.; Wien.

Zapfe, H. (1974): Trias in Österreich. — Öster. Akad. Wiss., Schr.-R. Erdwiss. Komm., **2:** 245—251, 1 Tab.; Wien.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 17 35—69 München, 6. 7. 1977

Ammoniten aus dem Bajocien (Jura) von Chile (Südamerika)

Neue Arten der Gattungen Stephanoceras und Domeykoceras n. gen. (Stephanoceratidae)

Von Axel von Hillebrandt*)

Mit 16 Abbildungen und Tafel 2—6

Kurzfassung

Es werden die bisher bekannt gewordenen chilenischen Fundpunkte mit Ammoniten der *humphriesianum*- und *subfurcatum*-Zone angegeben. Zwei neue Arten der Gattung *Stephanoceras* werden beschrieben. *Stephanoceras chilense* n. sp. ist in Chile im Grenzbereich vom unteren zum mittleren Bajocien weit verbreitet, wurde bereits von Steinmann (1881) als „*Stephanoceras Humphriesianum* aut." abgebildet und von Möricke (1894) als „*Coeloceras cosmopoliticum*" bezeichnet. Letztere Art ist jedoch ein objektives Synonym von *Cadomites psilacanthus* (Wermbter) und die chilenische Art mußte deshalb neu benannt werden.

Domeykoceras n. gen. ist eine neue Gattung der Stephanoceratidae, die sich durch den subquadratischen bis hochovalen Windungsquerschnitt von den bisher beschriebenen Gattungen dieser Familie unterscheidet. Möglicherweise handelt es sich um eine Übergangsform zwischen den Stephanoceratidae und Parkinsoniidae. Die Typusart ist *Domeykoceras dehmi* n. sp., *Domeykoceras chongi* n. sp. ein weiterer Vertreter dieser neuen Gattung. Beide Arten kommen in Schichten vor, die in die *subfurcatum*-Zone eingestuft werden können. Der Holotypus von *D. dehmi* n. sp. besitzt bei einem Gehäusedurchmesser von 13 cm eine Mündung mit Ohren und ist für einen Microconch ungewöhnlich groß.

Abstract

Hitherto known chilean localities with ammonites of the *humphriesianum* and *subfurcatum* Zones are given. Two new species of the genus *Stephanoceras* are described. *Stephanoceras chilense* n. sp. is widely distributed in Chile at the boundary between Lower and Upper Bajocian. It was figured by Steinmann (1881) as „*Stephanoceras Humphriesianum* aut." and designated by Möricke (1894) as „*Coeloceras cosmopoliticum*". The latter species, however, is an objective syno-

*) Prof. Dr. A. v. Hillebrandt, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität, Hardenbergstraße 42, D-1000 Berlin 12.

nym of *Cadomites psilacanthus* (WERMBTER) and hence the chilean species had to be renamed.

Domeykoceras n. gen. is a new genus of the Stephanoceratidae which is dinstinguished from the presently known genera of this family by a subquadrate to highly oval cross section of the whorls. Possibly it is a transitional form between Stephanoceratidae and Parkinsoniidae. The typespecies is *Domeykoceras dehmi* n. sp.. *Domeykoceras chongi* n. sp. is a further representative of this new genus. Both species occur in beds which can be attributed to the *subfurcatum* Zone. The holotype of *D. dehmi* n. sp., with a shell diameter of 13 cm and aperture with lappets, is unusually large for a microconch.

1. Einleitung

Schichten mit Ammoniten des unteren Bajocien, die altersmäßig denen der *sowerbyi*- und *sauzei*-Zone Europas entsprechen, sind in den südamerikanischen Anden (Peru, Chile, Argentinien) relativ weit verbreitet (WESTERMANN 1967, v. HILLEBRANDT 1970, 1973) und wurden bereits von verschiedenen Autoren (GOTTSCHE 1878, MÖRICKE 1894, TORNQUIST 1898, STEINMANN 1929, WESTERMANN & RICCARDI 1972) beschrieben.

Fundpunkte mit Ammoniten der *humphriesianum*-Zone sind hingegen nur in Chile und Argentinien von wenigen Lokalitäten nachgewiesen worden. Das obere Bajocien (*subfurcatum*-Zone, ? *garantianum*-Zone) ist noch weniger weit verbreitet und bisher nur in der Corillera Domeyko gut entwickelt angetroffen worden. Da die Ammoniten der *humphriesianum*- und *subfurcatum*-Zone Chiles noch wenig bekannt sind, beschreibe ich zunächst Vertreter der Stephanoceratidae *(Stephanoceras, Domeykoceras* n. gen.). Die Beschreibung weiterer Gattungen der Stephanoceratidae *(Stemmatoceras, Teloceras),* sowie die der Gattungen *Megasphaeroceras, Eocephalites, Spiroceras* und *Leptosphinctes* aus dem oberen Bajocien der Cordillera Domeyko muß späteren Arbeiten vorbehalten bleiben.

2. Fundpunkte mit Ammoniten der humphriesianum- und subfurcatum-Zone

Schichten, die altersmäßig diesen beiden Zonen entsprechen, wurden aus der Küstenkordillere und der Hochkordillere von Nord- und Mittelchile bekannt.

2.1 Küstenkordillere nördlich und südlich Iquique

Bereits MÖRICKE (1894) gibt *„Coeloceras" (= Teloceras) blagdeni, „Coeloceras cosmopoliticum" (=Stephanoceras chilense* n. sp.) und *„Sphaeroceras" (= Chondroceras) zirkeli* aus dem Jura von Iquique an. Zumindest die Stephanoceratidae sprechen für das Vorhandensein des oberen Teils der *humphriesianum*-Zone, eventuell auch noch der *subfurcatum*-Zone.

CECIONI & GARCIA (1960) und GARCIA (1967) führen aus dem gleichen Gebiet Ammoniten an, die ebenfalls der *humphriesianum*- oder *subfurcatum*-Zone angehören.

Corvalan und Perez in Thomas (1970) bestimmten aus der Caleta Ligate-Formation *Spiroceras bifurcatum* und *Stephanoceras humphriesianum* (? = *Stephanoceras chilense* n. sp.); zum Teil kommen beide Arten zusammen vor. Es wurde zumindest die *subfurcatum*-Zone, wahrscheinlich auch die *humphriesianum*-Zone nachgewiesen[1]).

2.2 Caracoles (Prov. Antofagasta)

Ammoniten aus dem Bajocien von Caracoles beschrieb erstmals Steinmann (1881) und bildet „*Stephanoceras humphriesianum* aut." (= *Stephanoceras chilense* n. sp.) ab. Bei der von ihm als „*Stephanoceras zirkeli*" bezeichneten Art dürfte es sich um die Gattung *Chondroceras* oder die Innenwindungen von *Megasphaeroceras* handeln. Beide Ammoniten kommen im oberen Teil der *humphriesianum*-Zone und in der *subfurcatum*-Zone von Chile vor. Möricke (1894) führt auch von Caracoles „*Coeloceras*" (= Teloceras) blagdeni an.

Westermann (1967, 1971) gibt aus dem Bajocien von Caracoles *Cadomites* cf. *psilacanthus* (= *Stephanoceras chilense* n. sp.), (?) *Cadomites* cf. *dunkeri* (Steinmann), *C. (Polyplectites)* sp. nov., *Teloceras* sp. und *Lissoceras* cf. *oolithicum* (d'Orb.) an. Er hält die Fauna für wahrscheinliches frühes oberes Bajocien, es kann sich jedoch nach Westermann auch noch um unteres Bathonien handeln.

Herr V. Covacevich (Santiago de Chile) nahm in Caracoles ein Profil auf und zeigte mir freundlicherweise die von ihm gefundenen Faunen. Über der Basis mit Korallen folgen Schichten mit *Lingula*, darüber solche mit *Megasphaeroceras*, sowie *Eocephalites* und *Stephanoceras* sp., was ebenfalls für das Vorhandensein des oberen Bajocien spricht.

2.3 Cordillera Domeyko (Prof. Antofagasta)

Besonders in der mittleren und südlichen Cordillera Domeyko (Abb. 1) sind ammonitenreiche Schichten vorhanden. Es handelt sich vorwiegend um mehr oder minder kalkige Mergel mit dunklen Kalkgeoden, die zum Teil Ammoniten enthalten. Die Aufsammlungen wurden von mir im März und Dezember 1967, zusammen mit Herrn G. Chong D. im Februar 1972 und allein von Herrn G. Chong D. im Juli 1972 durchgeführt.

2.3.1 Seitenquebrada der Quebrada del Profeta (Fundpunkte 4 und 5 Abb. 1)

Bei Fundpunkt 4 sind mehrere Ammoniten-Horizonte aufgeschlossen. Es lassen sich zwei Faunenzonen unterscheiden.

Die tieferen Schichten enthalten:
Stephanoceras chilense n. sp. M, m
Teloceras cf. *vigorosus* (Imlay) m (⌀ bis 12,5 cm)
Teloceras cf. *dowlingi* McLearn M
Domeykoceras dehmi n. gen. n. sp. m

[1]) Nach Abschluß des Manuskriptes erhielt ich die Arbeit von Silva (1976) über den Jura der Blätter Pisagua und Zapiga (Prov. Iquique). Aus der Caleta Ligate-Formation werden ebenfalls *Spiroceras bifurcatum* und *Stephanoceras humphriesianum* (? = *Steph. chilense* n. sp.) angeführt.

Domeykoceras chongi n. gen. n. sp. m
Spiroceras orbignyi (Baugier & Sauzé)
Megasphaeroceras cf. *rotundum* Imlay

Die Fauna ist gleichaltrig mit der der *subfurcatum*-Zone in Europa und dem nördlichen Nordamerika (Imlay 1962). Die Gattung *Megasphaeroceras* wurde bisher nur in Nord- und Südamerika gefunden. Im Gegensatz zu Europa sind Stephanoceratidae in der *subfurcatum*-Zone noch häufig vorhanden.

In den höheren Schichten kommen vor:
Cadomites sp. ex gr. *C. psilacanthus/deslongchampsi*
Megasphaeroceras cf. *rotundum* Imlay
Leptosphinctes cf. *martinsi* (d'Orb.)

Bei *Cadomites* sp. handelt es sich um ein unvollständiges Exemplar, das jedoch die typischen Merkmale im Querschnitt und der Berippung von *C. psilacanthus* und *C. deslongchampsi* zeigt.

Die Fauna gehört dem höheren Teil der *subfurcatum*-Zone oder bereits der *garantianum*-Zone an.

2.3.2 Quebrada del Puntiagudo (Fundpunkt 3 Abb. 1)

Auf der Westseite der Quebrada del Puntiagudo fand ich:
Stephanoceras andinense n. sp. m
Teloceras sp. (Bruchstücke)
Eocephalites sp.

Die Fauna dürfte ebenfalls der der *subfurcatum*-Zone entsprechen.

2.3.3 Seitenquebrada der Quebrada Juncal (Fundpunkte 1 und 2 Abb. 1)

Auf der Südseite der ersten Quebrada südlich der Quebrada Incaguasi fand ich — getrennt durch eine Mulde mit Callovien — zwei Fundpunkte mit Ammoniten, die denen der Quebrada del Profeta entsprechen:
Stephanoceras chilense n. sp. M, m (Fundpunkt 2) (Holotypus)
Teloceras sp. (Fundpunkt 2)
Domeykoceras chilense n. gen. n. sp. m. (Fundpunkt 1) (Holotypus)

Eine Einstufung dieser Fundpunkte in die *subfurcatum*-Zone ist wahrscheinlich.

2.4 Küstenkordillere, zwischen Taltal und Chañaral (Prov. Antofagasta)

Im tieferen Teil der über tausend Meter mächtigen Vulkanit-Formation La Negra fanden südwestlich Las Bombas die Herren J. Davidson und E. Godoy (Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago de Chile) einen weitnabeligen Stephanoceraten (*Skirroceras* sp.) und *Chondroceras* cf. *zirkeli* zusammen mit Korallen und Lamellibranchiaten. Die Fauna ist gleichaltrig mit dem oberen Teil der *sauzei*-Zone oder dem tieferen Teil der *humphriesianum*-Zone. Die Fauna beweist, daß auch in der Küstenkordillere dieses Gebietes zumindest zeitweise marine Verhältnisse herrschten.

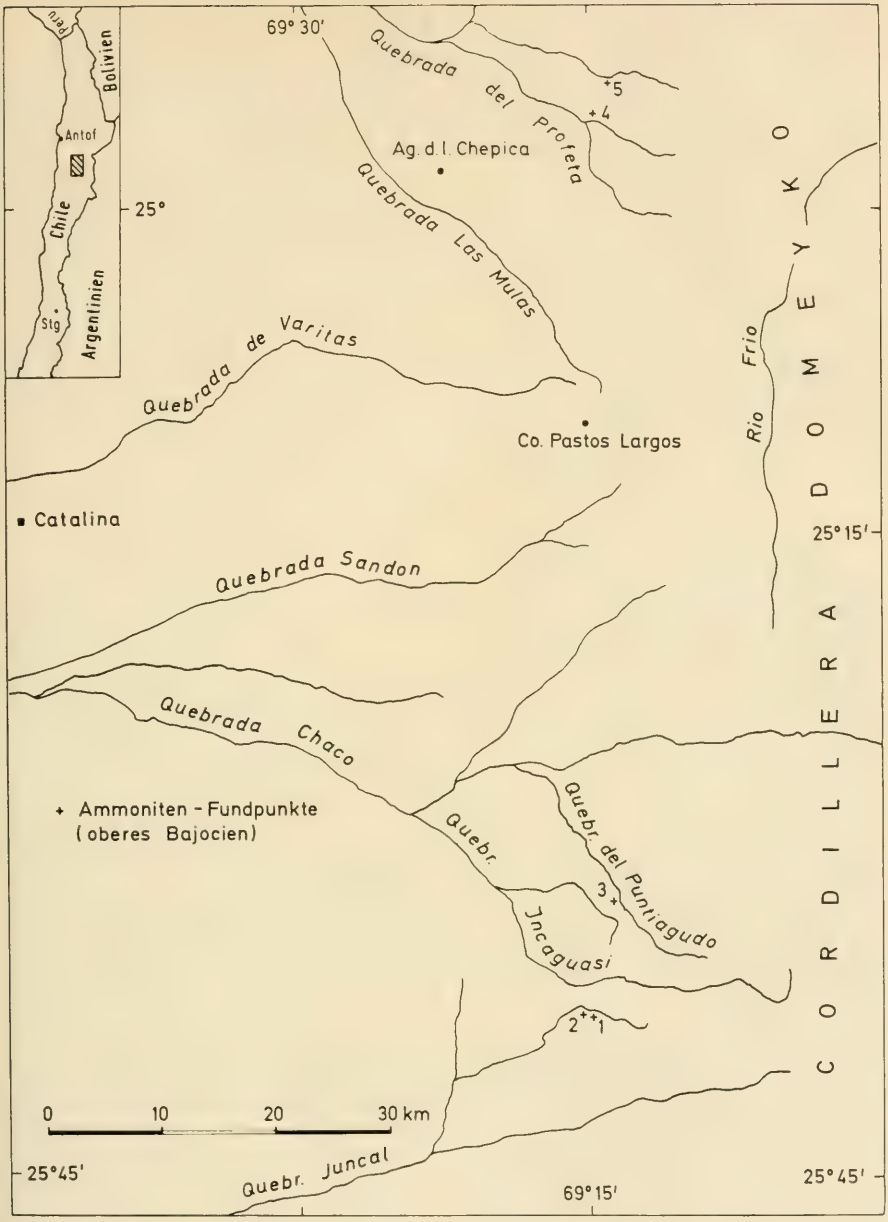


Abb. 1: Ammoniten-Fundpunkte des oberen Bajocien in der Cordillera Domeyko (Provinz Antofagasta).

2.5 Salar de Pedernales und Quebrada El Jardin (Prov. Atacama)

Westermann (1967, 1971) gibt von Pedernales eine Fauna der *humphriesianum*-Zone an, nach Westermann & Riccardi (1972: 20) mit *Stephanoceras (Stephanoceras)* aff. *humphriesianum* (Sow.) ♀, *S.* cf. *nodosum* (Qu.) ♀, *S. (Epalxites* ?) aff. *anceps* (Qu.), *Dorsetensia* aff. *deltafalcata* (Qu.).

Eine ähnliche Fauna sammelte ich (v. Hillebrandt 1970) in ebenfalls dunklen Kalken am Salar de Pedernales mit *Stephanoceras* cf. *humphriesianum* (Sow.), *Dorsetensia romani* (Oppel) und *D. liostraca* Buckman forma tecta Buckman.

In der Quebrada El Jardin fand ich zwischen El Jardin und Montandón in grünen Konglomeraten aus Vulkanit-Geröllen häufig Steinkerne von großwüchsigen Gastropoden und ein *Stephanoceras* cf. *humphriesianum* (Sow.). Die Konglomerate gehören also ebenfalls der *humphriesianum*-Zone an. Auffällig ist der starke fazielle Gegensatz; am Salar de Pedernales dunkle, gut gebankte, bituminöse Kalke und in der Quebrada El Jardin mächtige Konglomerate, bei einer E-W-Entfernung von ca. 20 km. Die Konglomerate wurden von Westen geschüttet, wo zu dieser Zeit in der Küstenkordillere mächtige Vulkanitserien abgelagert wurden.

2.6 Manflas (Prov. Atacama, SE Copiapó, Abb. 2 und 3)

Im Gebiet südlich und südöstlich der Hacienda Manflas treten im Jura zwei Eisenoolith-Horizonte auf. Der tiefere, bis mehrere Meter mächtige, zum Teil fossilreiche Eisenoolith enthält großwüchsige *Bredyia* spp., *„Parammatoceras“* sp., *Sphaerocoeloceras* cf. *brochiiforme* und *Leioceras comptum* (v. Hillebrandt 1970, 1973). *Leioceras* cf. *comptum* spricht für eine Einstufung in die opalinum-Zone des basalen Aalenien. Der zweite Eisenoolith ist ebenfalls fossilreich und enthält Stephanoceraten der *humphriesianum-* und ? *subfurcatum*-Zone. Möricke (1894) erkannte nicht, daß es sich um zwei Eisenoolithe handelt und vereinte die Fauna beider Horizonte in einer Fossilliste.

Zwischen beiden Eisenoolithen liegt eine etwa 130 m mächtige, vorwiegend kalkig-mergelige, zum Teil auch sandige Serie, die Ammoniten der *concava-*, *sowerbyi-*, *sauzei-* und basalen *humphriesianum*-Zone lieferte.

Der Eisenoolith des Bajocien ist an zahlreichen Stellen südöstlich und südlich der Hacienda Manflas aufgeschlossen. Die Fundpunkte 1 bis 5 (Abb. 2) sind in streichender Fortsetzung angeordnet, Fundpunkt 6 liegt östlich einer NS-verlaufenden Störung, die den Jura von Manflas in zwei Hauptgebiete unterteilt (v. Hillebrandt 1973: 183).

Etwa 20 bis 25 m im Hangenden von Kalken und Mergeln mit Ammoniten der *sauzei*-Zone liegt eine bis 1 m mächtige, sandige Kalkbank mit sehr häufig *„Rhynchonella“ manflasensis* Möricke. In dieser Bank und in den sandig-mergeligen Schichten direkt im Liegenden kommt *Chondroceras zirkeli* (Steinmann) häufig und *Megasphaeroceras* sp. sehr selten vor. Nicht im Anstehenden fand ich bei Fundpunkt 4 *Stephanoceras* cf. *triplex* Maschke, das wahrscheinlich ebenfalls aus diesen Schichten stammt. Es folgen 4 bis 6 m mächtige, rötliche und grünliche, vorwiegend mürbe und grobe Sandsteine. Bei den Fundpunkten 1, 2, 3 und 6 liegt über diesen Sandsteinen ein bis 2 m mächtiger Eisenoolith. Bei Fundpunkt 1 ist der untere Teil stark sandig und weniger fossilreich.

Bei Fundpunkt 4 sind zwei je 30 cm mächtige Bänke aufgeschlossen. Die untere

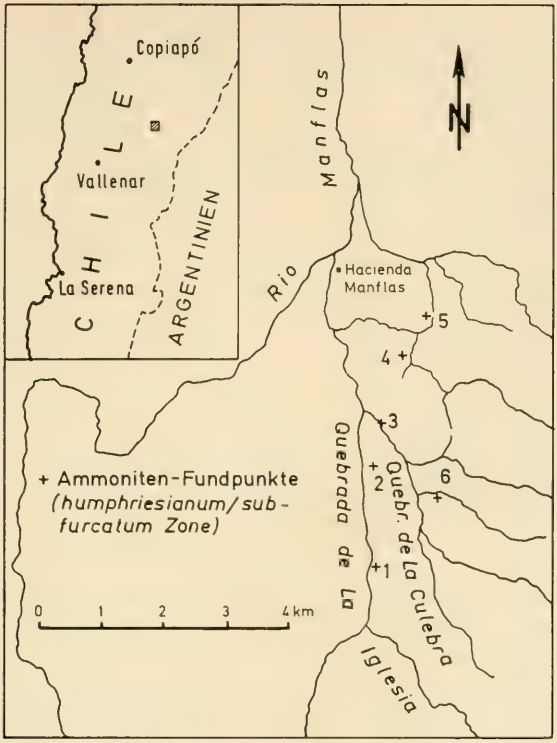


Abb. 2: Ammoniten-Fundpunkte der humphriesianum- und subfurcatum-Zone südöstlich der Hacienda Manflas (Provinz Atacama).

Bank ist ein roter bis grauer, sandiger Kalk mit zum Teil großwüchsigen Steinkernen von *Stephanoceras chilense* n. sp., *Teloceras* cf. *dowlingi* McLearn und *Teloceras* cf. *blagdeniformis* (Roche).

Die obere Bank ist ein roter Eisenoolith und enthält *Teloceras* cf. *multinodum* (Qu.), *Domeykoceras dehmi* n. sp., *Domeykoceras* cf. *chongi* n. sp. und wahrscheinlich auch *Stephanoceras chilense* n. sp..

Bei Fundpunkt 3 fand ich im unteren Teil des dort ca. 1,5 m mächtigen Eisenoolith *Stemmatoceras* cf. *subcoronatum* (Oppel), *Teloceras* cf. *dowlingi* McLearn und *Chondroceras* sp.. Aus dem oberen Teil stammt ein Macroconch von *Stephanoceras chilense* mit einem Durchmesser von 23 cm (Taf. 1, Fig. 1).

Die Gesamtfauna des Eisenoolith enthält folgende Arten:
Isastrea chilensis Möricke (häufig)
Montlivaltia sp.
„*Rhynchonella*“ sp. (sehr selten)
„*Terebratula*“ sp. (= *T. perovalis* in Möricke 1894)
Pseudomelania sp.
Trachynerita sp.

Proconulus sp. (sehr selten)
Gryphaea sp.
Ctenostreon sp. (sehr selten)
„*Lucina*" sp. (sehr selten)
Astarte gracilis Möricke
Trigonia corderoi Lambert
Vaugonia cf. *praelonga* (Gottsche)
Pholadomya plagemanni Möricke
Homomya sp.
Pleuromya div. sp.
Cylindroteuthis sp.
Stemmatoceras cf. *subcoronatum* (Oppel)
Stephanoceras chilense n. sp.
Teloceras cf. *blagdeniformis* (Roché)
Teloceras cf. *dowlingi* McLearn
Teloceras cf. *multinodum* (Qu.)
Domeykoceras dehmi n. gen. n. sp.
Domeykoceras cf. *chongi* n. gen. n. sp.
Chondroceras sp.

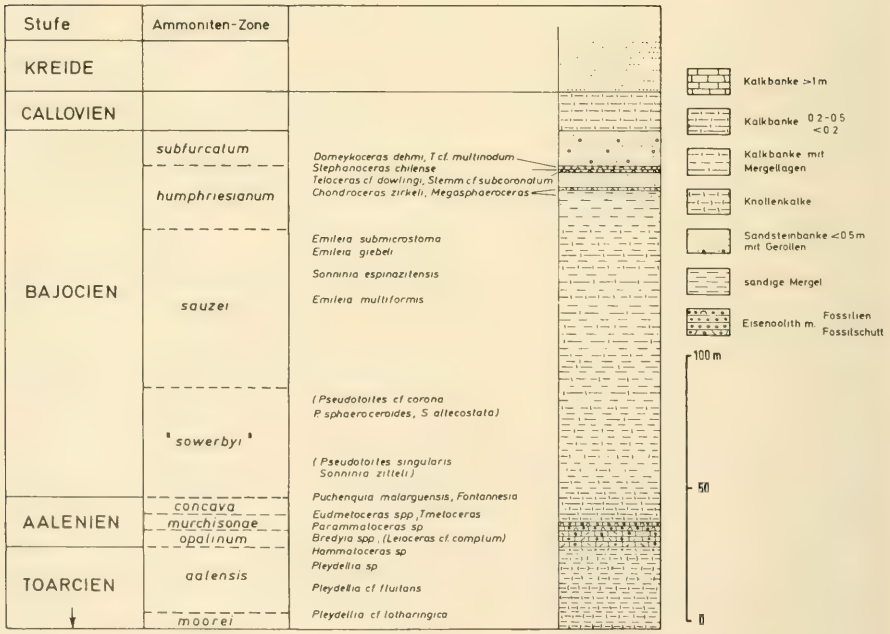


Abb. 3: Stratigraphisches Säulenprofil (Fundpunkte 1 bis 5, Abb. 2) des obersten Toarcien und mittleren Jura südöstlich der Hacienda Manflas (in Klammern zusätzliche Ammoniten von Fundpunkt 6, Abb. 2).

Die desmodonten Muscheln *(Pholadomya, Homomya* und *Pleuromya)* sind vorwiegend doppelklappig erhalten, die übrigen Muscheln überwiegend einklappig.

Alterstellung: Die Schichten mit *Chondroceras zirkeli, Megasphaeroceras* sp. und *Stephanoceras* cf. *triplex* können mit dem tieferen Teil der *humphriesianum*-Zone verglichen werden.

Innerhalb des Eisenoolith läßt sich ein unterer Teil unterscheiden

mit *Stemmatoceras* cf. *subcoronatum* (Oppel)
Stephanoceras chilense n. sp.
Teloceras cf. *blagdeniformis* (Roché)
Teloceras cf. *dowlingi* McLearn

sowie ein höherer Teil mit

Stephanoceras chilense n. sp.
Teloceras cf. *multinodum* (Qu.)
Domeykoceras dehmi n. gen. n. sp.
Domeykoceras cf. *chongi* n. gen. n. sp.

Während der untere Teil des Eisenoolith noch mit Sicherheit der *humphriesianum*-Zone zugerechnet werden kann, besteht für den oberen Teil die Möglichkeit, daß dieser bereits der *subfurcatum*-Zone angehört, da in der Cordillera Domeyko die gleichen Stephanoceraten zusammen mit *Spiroceras orbignyi* vorkommen.

Über dem Eisenoolith des Bajocien liegt eine 10 bis 15 m mächtige Serie grünlich-grauer und roter, mittel bis grober, gebankter, mehr oder minder mürber Sandsteine, zum Teil mit glattpolierten, etwas eckigen Geröllen (bis 1 cm ⌀).

Es folgt eine bis 20 m mächtige Serie grauer, 20 bis 40 cm gebankter, dichter Kalke mit geringmächtigen sandig-mergeligen, rötlichen und grauen Zwischenlagen. In den Kalken sind Fossilien (Korallen und *Nerinea* sp.) sehr selten. Die Kalkserie läßt sich gut mit faziell ähnlich ausgebildeten Kalken anderer Profile vergleichen, wo diese in das Callovien eingestuft werden können. Die Mächtigkeit dieser Kalke nimmt von Norden nach Süden stark ab und beträgt bei Fundpunkt 1 nur noch ca. 3 bis 4 m. Bei Fundpunkt 2 liegt über den Kalken ein 40 cm mächtiger Gips, über diesem eine weitere 40 cm mächtige Kalkbank, die von einem 2 m mächtigen Andesit überlagert wird. Dieser Andesit geht in eine etwa 55 m mächtige rote Sandsteinserie über, die ihrerseits von weißen Tuffen überlagert wird. Bei der roten Sandsteinserie dürfte es sich um terrestre Sedimente der Unter- oder Oberkreide handeln.

2.7 Quebrada Cepones (NW Sierra Tres Morros) (Prov. Atacama)

Der westliche Jurastreifen des Manflas-Gebietes läßt sich zumindest bis 25 km südwestlich der Hacienda Manflas verfolgen (v. Hillebrandt 1973). Zwischen der Quebrada Cepones im Norden und der Quebrada Las Maquinas im Süden wird der Jura durch den Granit der Sierra Tres Morros nach Süden zu immer stärker kontaktmetamorph.

Südlich der Quebrada Cepones (70°5,5′ westl. L., 28°18′ südl. Br.) ist das Bajocien gut aufgeschlossen. Die Schichtfolge der *humphriesianum*-Zone ist etwa 100 m mächtig. Sie besteht vorwiegend aus tuffitischen Brekzien und Sandsteinen, zum Teil mit Fossilschutt. Eingeschaltet sind einige fossilreiche Bänke.

Die *sauzei*-Zone ist durch eine Fossilschicht mit *Sonninia espinazitensis* vertreten. Eine Kalkbank mit *Dorsetensia liostraca* Buckman im hangenden Teil und *Dorsetensia blancoensis* Westermann & Riccardi im liegenden Teil gehört dem Grenzbereich *sauzei/humphriesianum*-Zone an.

Eine mehrere Meter mächtige Sandsteinbank mit einzelnen kalkigen Lagen enthält „*Rhynchonella*“ *manflasensis* Möricke, *Stephanoceras* sp., *Chondroceras* sp., *Vaugonia* sp., *Astarte* sp., sowie Belemnitidae.

In der letzten, 30 cm mächtigen Bank mit Ammoniten fand ich *Stephanoceras* cf. *chilensis* n. sp. und *Teloceras* sp..

Die Sandsteinbank gehört dem unteren Teil und die letzte Ammoniten-Bank dem oberen Teil der *humphriesianum*-Zone an.

Der Jura der Quebrada Cepones grenzt mit roten, brekziösen Konglomeraten und Sandsteinen an Quarzporphyre.

Die Fazies des Bajocien der Quebrada Cepones mit vorherrschendem Vulkanitmaterial stellt einen Übergang dar zu den mächtigen Vulkanitserien der La Negra-Formation der Küstenkordillere.

2.8 Küstenkordillere NW Santiago de Chile

Aus dem Anconcagua-Tal der Küstenkordillere gibt bereits Möricke (1894) „*Coeloceras cosmopoliticum*“ (= *Stephanoceras chilense* n. sp.) und „*Sphaeroceras*“ (= *Chondroceras*) *zirkeli* Steinmann an.

Im Gebiet zwischen El Melon und La Calera treten mehrere Fossilfundpunkte mit zum Teil reichen Molluskenfaunen und auch Korallen auf. Nerineen sind an einigen Fossilfundpunkten häufig. Die Fauna spricht für Flachwasserbedingungen. Ammoniten sind selten. Die Fossilien kommen in den Kalkeinlagerungen und tuffitischen Brekzien und Sandsteinen der Nogales-Schichtgruppe der Melón-Formation vor.

Die Fossilangaben in Thomas (1958) und eigene Aufsammlungen ermöglichen den Nachweis der *sauzei*-Zone.

Im Bereich des Fossilfundpunktes Loma de Los Coligües (Thomas 1958) fand ich häufig Nerineen und eine relativ reiche Pelecypodenfauna. Ammoniten sind sehr elten. Ich sammelte einen großwüchsigen, stark evoluten Stephanoceraten der Gattung *Skirroceras*, sowie *Phylloceras* sp.. Die Fauna kann dem Grenzbereich *sauzei*/*humphriesianum*-Zone zugerechnet werden.

Bei El Melón besitzen die *sauzei*- und *humphriesianum*-Zone eine Mächtigkeit von über 400 m. Im Hangenden Teil der Schichtfolge liegt ein Horizont mit „*Rhynchonella*“ *manflasensis* Möricke. *Chondroceras* sp. ist relativ häufig. Außerdem fand ich *Teloceras* cf. *blagdeniformis* (Roché).

Auf der Nordwestseite des Cerro La Calera sammelte ich *Chondroceras* sp. und *Teloceras* sp., sowie in einem anderen Horizont *Leptosphinctes* sp..

Aus den am Cerro Navio abgebauten Kalken erhielt ich *Leptosphinctes* sp.. Herr V. Covacevich (IIG, Santiago de Chile) sandte mir ebenfalls Abdrücke von *Leptosphinctes* sp., die aus dem Bereich von El Melón stammen.

Es läßt sich also neben der *humphriesianum*-Zone zumindest auch noch die *subfurcatum*-Zone nachweisen[2]).

---

[2]) Nach Abschluß des Manuskriptes erhielt ich die Arbeiten von Piracés (1976) und Covacevich & Piracés (1976), in denen der Nachweis des oberen Bajocien in der Küstenkordillere von Zentralchile bestätigt wird.

Systematische Beschreibungen

Aus der Familie der Stephanoceratidae werden Arten der Gattungen *Stephanoceras* und *Domeykoceras* n. gen. beschrieben. Eine Beschreibung der Arten der Gattungen *Stemmatoceras* und *Teloceras* der gleichen Familie bleibt einer weiteren Arbeit vorbehalten.

Abkürzungen: D = Gehäusedurchmesser, N = Nabelweite, w = Nabelweite in % vom Durchmesser, Wb = Windungsbreite, Wh = Windungshöhe, Wq = Wb/Wh; Flankenrippen-Ziffer (Fl. R. Z.) = Anzahl der Flankenrippen pro Umgang; Teilungsziffer (Tz) = Zahl der Externrippen pro Flankenrippe.

B. St. M. = Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie; Slg. Ch. = Sammlung G. Chong D., Antofagasta (Chile).

Gattung *Stephanoceras* Waagen 1869

Macroconche und Microconche der Gattung *Stephanoceras* erhielten nicht nur verschiedene Art- sondern auch verschiedene Gattungsnamen. Zumindest ein Teil der Arten von *Itinsaites* McLearn, 1927 und *Normannites* Munier-Chalmas, 1892 müssen als Microconche von *Stephanoceras* betrachtet werden (Westermann 1964). Nach Callomon (1969) ist es ratsam, dimorphe Paare der gleichen Gattung und Art mit dem Zusatz Macroconch (M, ♀) oder Microconch (m, ♂) zuzuweisen. Macro- und Microconche der Gattung *Stephanoceras* lassen sich häufig nur durch die verschiedene Gehäuse-Endgröße und die unterschiedliche Mündung (mit oder ohne Ohren) voneinander abtrennen.

Zwischen *Stephanoceras* und *Stemmatoceras* Mascke, 1907 einerseits und *Stemmatoceras* und *Teloceras* Mascke, 1907 andrerseits bestehen fließende Übergänge und eine Zuordnung zur jeweiligen Gattung ist bei manchen Arten schwierig.

Stephanoceras chilense n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—3, Taf. 3, Fig. 1—3; Abb. 4, 5, 6a, b, c, 7c

1881 *Stephanoceras Humphriesianum* aut. — Steinmann, S. 268, Taf. 12, Fig. 7.
1894 *Coeloceras cosmopoliticum.* — Möricke, S. 20.

Bemerkungen

Steinmann (1881) verglich die von ihm als „*Stephanoceras Humphriesianum* aut." bezeichneten Exemplare von Caracoles mit den Abbildungen d'Orbigny's (1845: Taf. 134, Fig. 1, 2), auf die Wermbter (1891) „*Stephanoceras psilacanthus*" gründete. Möricke (1894) hielt ebenfalls die von d'Orbigny und Steinmann abgebildeten Exemplare für synonym, schlug für diese den Namen „*Coeloceras cosmopoliticum*" vor und bezeichnete *Coeloceras cosmopoliticum* = *Coeloceras Humphriesianum* d'Orb. (non Sow.). *Stephanoceras psilacanthus* Wermbter (1891) und *Coeloceras cosmopoliticum* Möricke (1894) sind also objektive Synonyme.

Westermann & Rioult (1975) stellten fest, daß das von Steinmann abgebildete Exemplar und die Lectotypen von *Cadomites psilacanthus* (Wermbter) nicht übereinstimmen. Die südamerikanische Art muß also neu benannt werden.

Da das von Steinmann abgebildete Exemplar mäßig erhalten ist, wird ein besser erhaltener, von mir in der Cordillera Domeyko gefundener Phragmokon als Holotypus ausgewählt.

Holotypus: Unvollständiger Phragmokon mit Schalenresten, vermutlich Macroconch (Taf. 3, Fig. 1; Abb. 4, 5, 6a, b, c) (B. St. M. 1976 XVI 1).

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in Chile.

Locus typicus: Seitenquebrada der Quebrada Juncal (Prov. Antofagasta) Fundpunkt 2 Abb. 1); topogr. Karte 1:100 000, Blatt Exploradora: 69°14,5′ Länge, 25 37,1′ Breite.

Stratum typicum: Mergel mit Kalkgeoden und selten Ammoniten; unterlagert von Mergeln mit Belemnitidae und selten Kalkgeoden; überlagert von einer mächtigen Serie zuerst vorwiegend feinschichtiger, dann auch dickbankiger Sandsteine.

Oberes Bajocien, wahrscheinlich Zone des *Strenoceras subfurcatum.*

Diagnose: Windungsquerschnitt rundlich, Nabelweite eng bis sehr eng, Flankenrippen stark nach vorn schwingend, Flankenrippenzahl groß bis sehr groß, Teilungsziffer 3 bis 3,7.

Material:

a) Am Locus typicus fand ich einen weiteren Phragmokon-Steinkern (66 mm ⌀) mit Beginn der Wohnkammer, vermutlich Microconch (Taf. 3, Fig. 2) (B. St. M. 1976 XVI 2).

Die weiteren Paratypen stammen von verschiedenen Lokalitäten.

b) Caracoles (Prov. Antofagasta): Original zu Steinmann (1881: Taf. 12, Fig. 7) (Geologisch-paläontologische Sammlung der Universität Marburg, Mbg: 1828), vermutlich Microconch (Taf. 2, Fig. 2). Das Exemplar bildete Steinmann seitenverkehrt ab. Es ist auf der nicht abgebildeten Seite stark korrodiert. Die Rippen sind auch auf der abgebildeten Seite nur zum Teil erhalten und bis zu einer Nabelweite von 1 cm nicht zu erkennen.

Das zweite von Steinmann aus der Sammlung Dunker (Marburg: 1827) angegebene Exemplar gehört zu *Stephanoceras andinense* n. sp.

c) Seitenquebrada der Quebrada del Profeta (Fundpunkt 5 Abb. 1); topogr. Karte 1:100 000, Blatt Sierra de Varas: 69°13,3′ Länge, 24°53,9′ Breite.

Ein Phragmokon-Steinkern (56 mm ⌀) mit Beginn der Wohnkammer (Taf. 3, Fig. 3), vermutlich Microconch (Slg. Ch. 1-3-070 672).

d) Manflas (Abb. 2, 3) (Profilbeschreibung S. 40):

Fundpunkt 1: Ein verdrücktes Windungsbruchstück (Wh 3,4 cm) eines Steinkerns (? Macroconch) (B. St. M. 1976 XVI 3).

Fundpunkt 3: Einseitig erhaltener Steinkern (Macroconch) mit 23 cm ⌀, Lobenlinie bis 10 cm vor Ende erkennbar (Taf. 2, Fig. 1) (B. St. M. 1976 XVI 4).

Wenig verdrückter Steinkern eines Phragmokons mit 10 cm ⌀ (? Macroconch) (B. St. M. 1976 XVI 5).

Zwei etwas verdrückte Steinkerne (? Microconche), ⌀ 8,5 (B. St. M. 1976 XVI 6) und 7,5 cm (Taf. 2, Fig. 3) (B. St. M. 1976 XVI 7), Lobenlinien nicht erkennbar.

Fundpunkt 4: Einseitig erhaltener Steinkern (? Macroconch) mit 12 cm ⌀ und Beginn der Wohnkammer (B. St. M. 1976 XVI 8).

Beschreibung des Holotypus

Der Holotypus besitzt einen Gehäusedurchmesser von 12,3 cm und ist bis zu seinem Ende gekammert. Es dürfte sich um einen Macroconch handeln. Es ist ein Steinkern mit Resten der Schale. Der letzte Umgang ist nur einseitig erhalten. Die innersten Windungen waren nicht zu präparieren.

Windungsquerschnitt

Der Windungsquerschnitt ist rundlich und das Verhältnis von Windungsbreite zu Windungshöhe beträgt 1,23 und 1,26 bei einem Gehäusedurchmesser von 9,3 und 11 cm.

Nabelweite

Die relative Nabelweite macht bei einem Gehäusedurchmesser von 7,0 cm 35 %, bei 9,3 cm 37 % und bei 12,3 cm 40 % aus. Die Nabelweite wird also allmählich größer.

Berippung

Die schmalen und bei Schalenerhaltung zugeschärften Flankenrippen sind gebogen, schwingen zur Naht hin stark nach vorn und steigen von ihr aus allmählich an. Bei einem Gehäusedurchmesser von ca. 30 mm sind 33 Flankenrippen vorhanden. Ihre Zahl erhöht sich allmählich während der Ontogenie und auf dem letzten Umgang sind es 38 Flankenrippen (Abb. 4). Bei Schalenerhaltung liegen zwischen den Flankenrippen 3 bis 4 oder mehr, feinere Anwachsstreifen. Die Teilung der Flankenrippen erfolgt bei kleinen Knoten in gerade und nach vorn gerichtete Externrippen. Bei einem Gehäusedurchmesser von 5 cm kommen auf eine Flankenrippe 2,9 Externrippen. Im letzten Umgang beträgt die Teilungsziffer 3,5 bis 3,7 (Abb. 5).

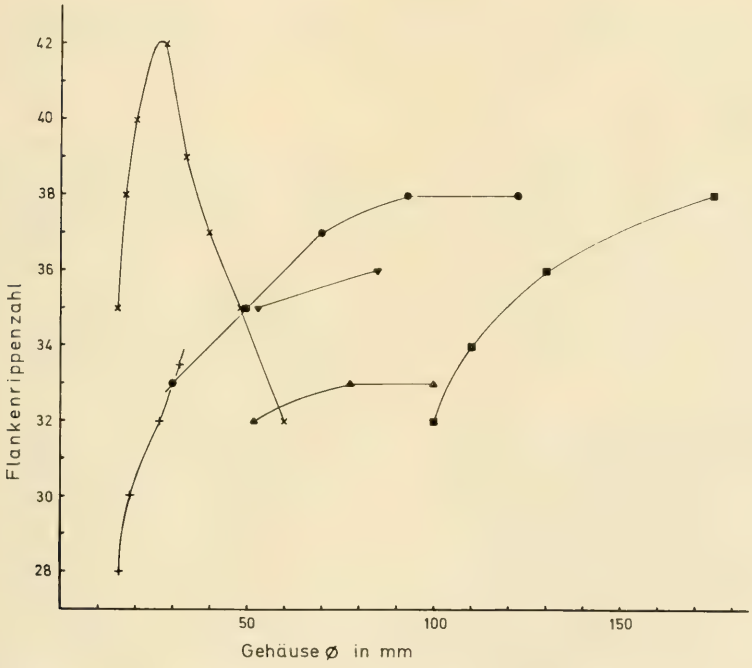


Abb. 4: Änderung der Flankenrippenzahl im Laufe der Ontogenie bei *Stephanoceras chilense* n. sp.
● B. St. M. 1976 XVI 1 (Holotypus), × Slg. Ch. 1-3-070672,
+ B. St. M. 1976 XVI 2, ▲ B. St. M. 1976 XVI 5, ■ B. St. M. 1976 XVI 4,
▼ B. St. M. 1976 XVI 6.

Die zwischen den Flankenrippen entstehenden Externrippen vereinigen sich häufig nicht deutlich bei den Flankenknoten und können auch als Schaltrippen zwischen diesen einsetzen. Bis zu einer Nabelweite von 1,5 cm liegen die Knoten knapp unterhalb der Naht, anschließend werden die Externrippen erkennbar. Bei der zweiten Hälfte des letzten (erhaltenen) Umgangs sind die Externrippen gut zählbar, die Naht liegt bereits deutlich auf der abfallenden Externseite und die Evolution ist dann sehr groß.

Lobenlinie

Die äußeren Umbilikalloben besitzen die für die Gattung *Stephanoceras* typische Form. Der Lobus U_2 ist schmal und ungefähr gleich groß wie der sehr schräg stehende Lobus U_3.

Beschreibung der Paratypen

Außer dem Holotypus liegen 9 weitere, mehr oder minder unvollständige Exemplare vor, die ich als Paratypen von *Stephanoceras chilense* n. sp. betrachte.

Windungsquerschnitt

Der Windungsquerschnitt ist stets rundlich. Das Verhältnis von Windungsbreite zu Windungshöhe beträgt 1,2 bis 1,3 und wird während der Ontogenie sehr langsam größer.

Nabelweite

Die relative Nabelweite liegt zwischen 37 und 40 und wird während der Ontogenie allmählich größer, da die Windungsweite nicht so schnell zunimmt wie die Windungsbreite.

Berippung

Die schmalen Flankenrippen sind stets gebogen und schwingen zur Naht hin stark nach vorn. Ihre Zahl ist variabel, sowohl bei Vergleich verschiedener Exemplare als auch bei der Ontogenie einzelner Exemplare (Abb. 4). Die kleinste Zahl von Flankenrippen pro Umgang sind bei dem auf Taf. 3, Fig. 3 abgebildeten Exemplar vorhanden; bei einem Gehäusedurchmesser von ca. 15,5 mm sind es 28 und die Zahl erhöht sich auf 33 bis 34 bei 32 mm. Die größte Zahl von Flankenrippen pro Umgang kommt bei dem auf Taf. 3, Fig. 2 abgebildeten Exemplar vor, bei einem Gehäusedurchmesser von 15 mm sind es bereits 35 Flankenrippen und ein Maximum wird bei 2,5 bis 3 cm mit 42 erreicht. Anschließend geht die Zahl der Flankenrippen wieder zurück und im letzten Umgang des Phragmokon sind es nur noch 33. Bei allen übrigen Exemplaren liegt der niedrigste Wert bei 32 und steigt dann während der Ontogenese bis auf 38 an. Zwischen den Flankenrippen liegen feinere Anwachsstreifen, die besonders gut bei dem größten Exemplar zu erkennen sind (Taf. 2, Fig. 1).

Die Flankenknoten sind bei den Exemplaren aus der Cordillera Domeyko wenig stark entwickelt. Das STEINMANN'sche Original und gut erhaltene Exemplare von Manflas besitzen zu Spitzen ausgezogene Knoten.

Die Externrippen sind nach vorn geneigt. Sie können auch als Schaltrippen zwischen den Knoten einsetzen.

Die Teilungsziffer beträgt bei den Paratypen 3,0 bis 3,6 (Holotypus 2,9 bis 3,7) und steigt während der Ontogenese allmählich an (Abb. 5). Bei einem Gehäusedurchmesser von 5 bis 8 cm beträgt sie 3,0 bis 3,3 (6 Paratypen).

Die Flankenknoten liegen bis zu einer Nabelweite von 1,5 bis 2,0 cm knapp unterhalb der Naht. Anschließend werden die Externrippen erkennbar und sind ab

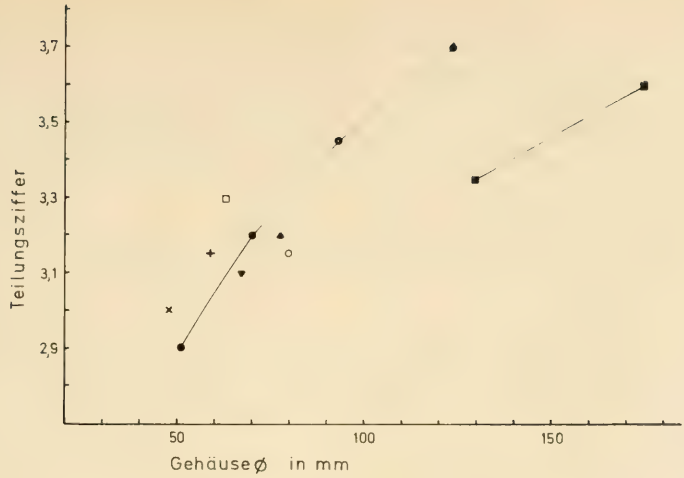


Abb. 5: Zunahme der Teilungsziffer (Zahl der Externrippen pro Flankenrippe) im Laufe der Ontogenie bei *Stephanoceras chilense* n. sp.
● B. St. M. 1976 XVI 1 (Holotypus), × Slg. Ch. 1-3-070672,
+ B. St. M. 1976 XVI 2, ▲ B. St. M. 1976 XVI 5, ■ B. St. M. 1976 XVI 4,
▼ B. St. M. 1976 XVI 6, ○ B. St. M. 1976 XVI 7, □ Slg. Marburg 1828.

einer Nabelweite von 3,5 bis 4 cm gut zählbar. Die Evolution wird also während der Ontogenese der Gehäuse allmählich größer.

L o b e n l i n i e

Die innere Lobenlinie konnte bei keinem der untersuchten Exemplare präpariert werden. Die äußeren Umbilikalloben (Abb. 7c) besitzen die für die Stephanoceratidae typische Form. Der Lobus U_2 ist sehr schmal, der Lobus U_3 steht schräg und ist im Verhältnis zum U_2 sehr groß.

D i m o r p h i s m u s

Keines der untersuchten Gehäuse ist vollständig erhalten. Bei den auf Taf. 3, Fig. 2 und 3 abgebildeten Exemplaren dürfte es sich um Microconche handeln, da die Wohnkammer bei einem Gehäusedurchmesser von ca. 5,7 und 5,8 cm endet. Das STEINMANN'sche Original (Taf. 2, Fig. 2) ist bis 1,5 cm vor Ende des letzten Umgangs gekammert. Die geringe Größe des Phragmokons (6,2 cm ⌀) spricht ebenfalls für einen Microconch.

Der Holotypus ist bis zum Ende gekammert und es dürfte sich um den ? unvollständigen Phragmokon eines Macroconch handeln. Der größte Paratypus (Taf. 2, Fig. 1) ist bis 10 cm vor Ende des letzten Umgangs gekammert. Bei einem Enddurchmesser von zumindest 30 cm muß ein Macroconch vorliegen.

V e r g l e i c h e

Stephanoceras chilense n. sp. kann nicht, wie von STEINMANN (1881) und MÖRICKE (1891) angenommen, in die Nähe von *Cadomites psilacanthus* (WERMBTER) gestellt werden. Beide Arten unterscheiden sich durch den Windungsquerschnitt und

das Septum, bzw. die Lobenlinie. Außerdem sind bei *St. chilense* n. sp. auf den Innenwindungen die Flankenrippen zahlreicher.

Ähnlichkeit besteht zu den von Roché (1939) als *Cadomites humphriesiformis* und *C. gignouxi* beschriebenen Arten. Die Lobenlinie beider Arten ist unbekannt und sie könnten auch zur Gattung *Stephanoceras* s. l. gehören. Bei *C. humphriesiformis* liegt die Knotenreihe weiter außen und diese Art ist wahrscheinlich etwas weitnabeliger. *C. gignouxi* ist sehr viel engnabeliger und besitzt weniger Flankenrippen pro Umgang.

Normannites (Itinsaites ?) *variabilis* Imlay (1964) unterscheidet sich von *Stephanoceras chilense* n. sp. vor allem durch die weniger stark nach vorn geschwungenen Flankenrippen.

Stephanoceras zogenreuthense Schmidtill & Krumbeck (1938) und *St. subzogenreuthense* Schmidtill & Krumbeck (1938) besitzen einen ähnlichen Windungsquerschnitt und eine ähnliche Rippenzahl, jedoch ist bei beiden Arten die Nabelweite größer und die Flankenrippen sind weniger gebogen.

Verbreitung

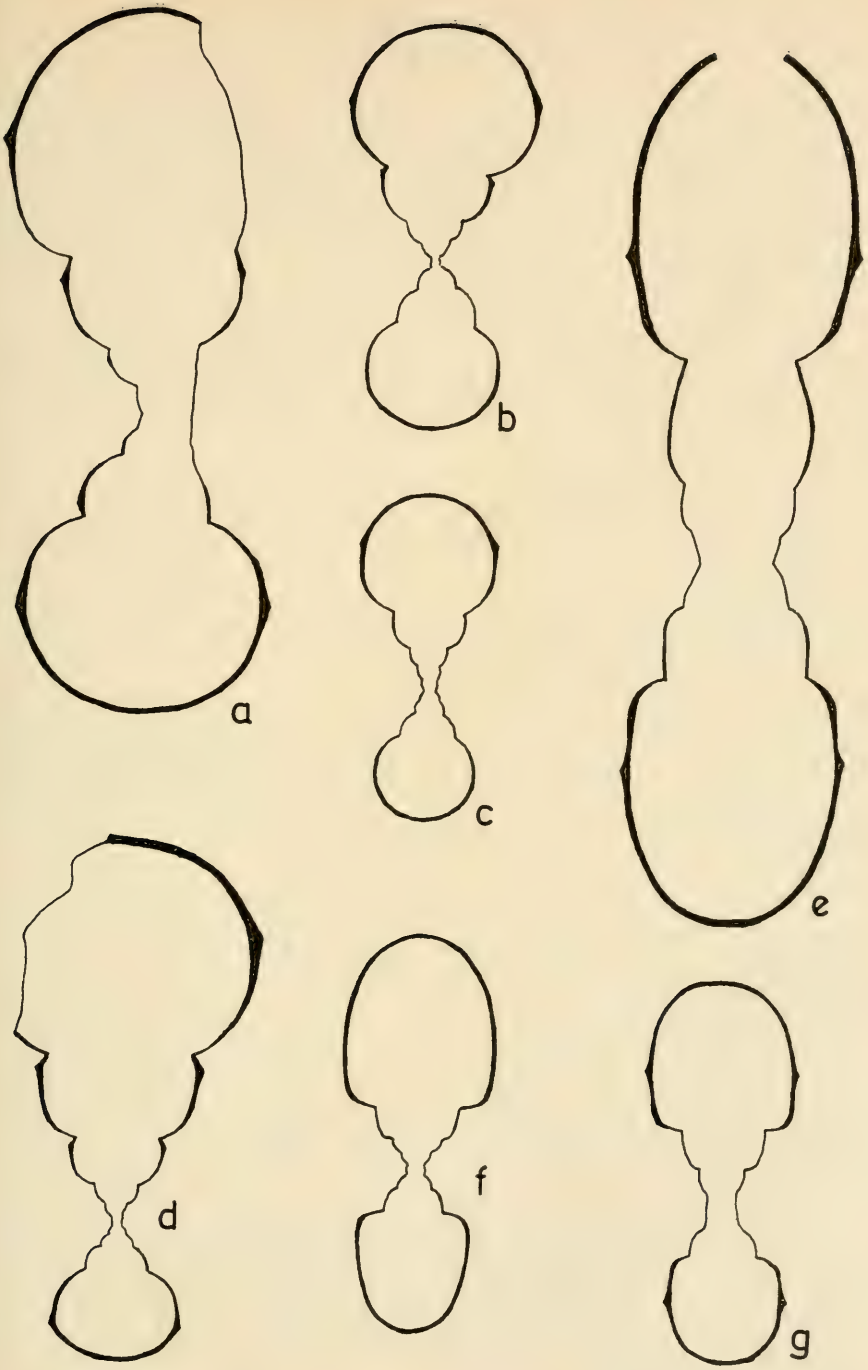
Stephanoceras chilense n. sp. scheint im Grenzbereich vom unteren zum oberen Bajocien von Chile die am weitesten verbreitete Art der Stephanoceratidae zu sein. Zur Beschreibung lag mir Material vor von Manflas, der Cordillera Domeyko (versch. Lokalitäten) und Caracoles.

Möricke (1894) gibt „*Coeloceras cosmopoliticum*“ (= *St. chilense* n. sp.) zusätzlich aus der Küstenkordillere von Iquique und NW Santiago de Chile an. Auch Westermann (1967, 1971) führt *Cadomites* cf. *psilacanthus* (= *St. chilense* n. sp.) von Caracoles an.

Die von Cecioni & Garcia (1960), Garcia (1967) und Thomas (1970) aus dem Bajocien von Iquique unter *Stephanoceras humphriesianum* angeführten Ammoniten sind möglicherweise ebenfalls — zumindest zum Teil — zu *Stephanoceras chilense* n. sp. zu rechnen.

Westermann & Riccardi (1972) geben *Cadomites* ? cf. „*C. cosmopolitum*“ (Moer.) (? = *St. chilense* n. sp.) aus dem Bajocien von Chacay Melehue (Prov. Neuquen) und dem Arroyo Blanco (Prov. Mendoza) in Argentinien an.

Abb. 6: Windungsquerschnitte, nat. Größe
a: *Stephanoceras chilense* n. sp. Holotypus, B. St. M. 1976 XVI 1
b: *Stephanoceras chilense* n. sp. B. St. M. 1976 XVI 2
c: *Stephanoceras chilense* n. sp. Slg. Ch. 1-3-070672
d: *Stephanoceras andinense* n. sp. Holotypus B. St. M. 1976 XVI 9
e: *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp. Holotypus B. St. M. 1976 XVI 17
f: *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp. B. St. M. 1976 XVI 20
g: *Domeykoceras chongi* n. gen. n. sp. B. St. M. 1976 XVI 29


a
b
c
d
e
f
g

Stephanoceras andinense n. sp.
Taf. 5, Fig. 4, Taf. 6, Fig. 4; Abb. 6d, 7d

Holotypus: Steinkern eines Phragmokons mit Beginn der Wohnkammer und Schalenresten (B. St. M. 1976 XVI 9).

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in den Anden.

Locus typicus: Westseite der Quebrada del Puntiagudo, Cordillera Domeyko (Prov. Antofagasta) (Abb. 1, Fundpunkt 3); topogr. Karte 1:100 000, Blatt Exploradora: 69° 13,1′ Länge, 25° 32,25′ Breite.

Stratum typicum: Mergel mit Kalkgeoden und Ammoniten im Liegenden und Hangenden von feinschichtigen Sandsteinen.

Oberes Bajocien, wahrscheinlich Zone des *Strenoceras subfurcatum*.

Diagnose: Windungsquerschnitt stark gedrungen-oval bis rundlich. Nabel sehr eng, Evolution mittel bis mäßig groß. 27 bis 30 Flankenrippen pro Umgang, im Bereich der Naht nach vorn geschwungen. 2,5 bis 3 Externrippen pro Flankenrippe.

Material:

a) Locus typicus: Holotypus; 3 unvollständige, zum Teil nur einseitig erhaltene Phragmokone mit Resten der Wohnkammer, sowie Windungsbruchstücke (B. St. M. 1976 XVI 10—16).

b) Caracoles (Prov. Antofagasta): Nicht abgebildetes Belegstück zu „*Stephanoceras humphriesianum* aut." bei STEINMANN (1881: 268; Coll. DUNKER), Geologisch-paläontologische Sammlung der Universität Marburg, Mbg. 1827.

Beschreibung des Holotypus

Beim Phragmokon fehlt die Hälfte des letzten Umgangs. Der Beginn der Wohnkammer ist mit 1/4 Umgang erhalten. In der Wohnkammer (nicht abgebildete Seite) liegt ein nicht vollständig sichtbarer Aptychus in Steinkernerhaltung. Der Aptychus gleicht weitgehend den von WESTERMANN (1954: 124) beschriebenen Aptychen verschiedener Arten der Gattungen *Normannites* und *Itinsaites*.

Windungsquerschnitt

Die Windungsbreite nimmt im Verhältnis zur Windungshöhe von den Innen- zu den Außenwindungen etwas ab. Bei einer Windungsbreite von 1,7 cm beträgt das Verhältnis 1,4 und bei Wb 3,3 bis 3,6 cm Wq = 1,25 bis 1,2.

Nabelweite und Evolution

Die Nabelweite beträgt 38 % des Durchmessers (bei einer Nabelweite von 17 mm). Die Evolution wird im Verlauf der Ontogenese größer. Beim Phragmokon ist die Evolution mittelgroß, die Knoten liegen in den innersten Windungen unmittelbar an der Naht und es entsteht während der Ontogenese allmählich ein kleiner Zwischenraum zwischen der Naht und den Knoten. Im Bereich der Wohnkammer ist die Evolution größer und der Beginn der Externrippen ist bereits erkennbar.

Berippung

Die schmalen Flankenrippen beginnen an der Naht, sind zunächst zurückgerichtet, biegen dann um und sind im oberen Teil der Flanken nach vorn geneigt. Pro Umgang sind 30 Flankenrippen vorhanden. Ihre Anzahl ändert sich nicht im Verlauf der Ontogenese des Phragmokons. Die Flankenrippen steigen von der Naht aus allmählich zu deutlichen Knoten an. Die Externrippen sind nach vorn gerichtet. Im Bereich des Phragmokons kommen auf 1 Flankenrippe im Durchschnitt ca.

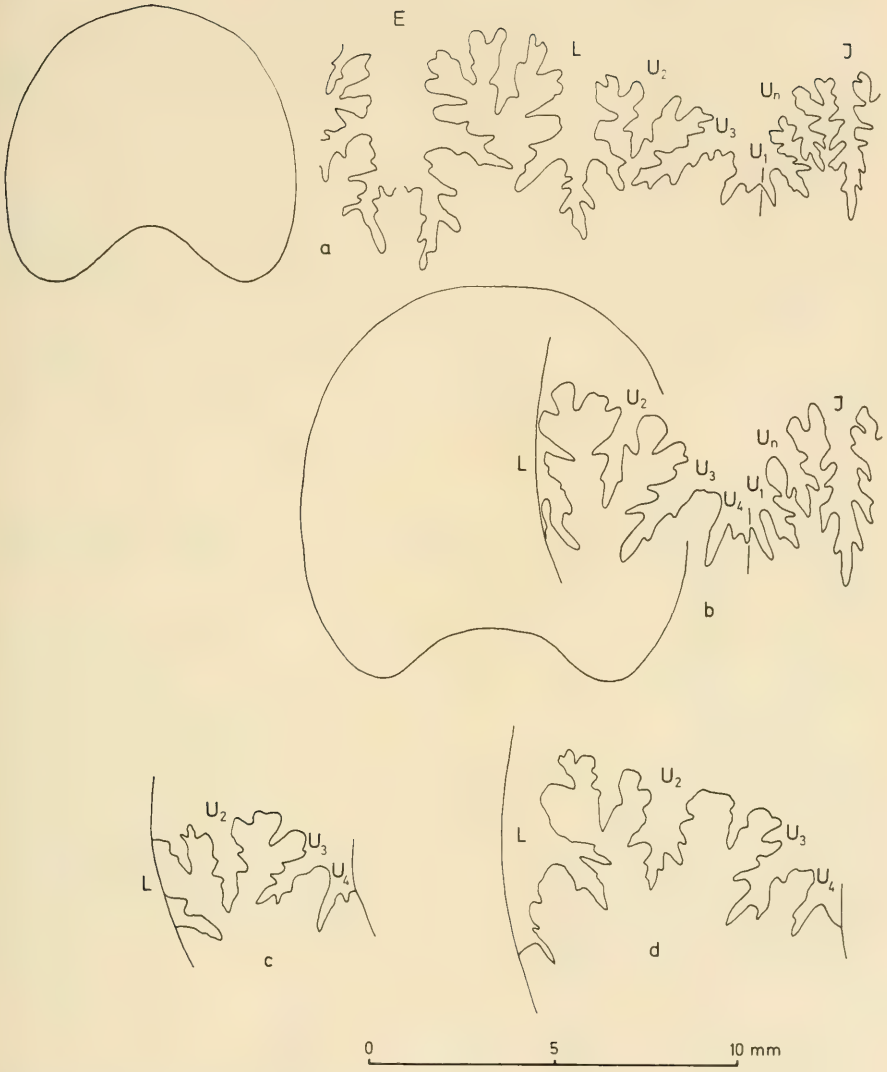


Abb. 7: Windungsquerschnitte und Lobenlinien
a: *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp. B. St. M. 1976 XVI 24
b: *Domeykoceras chongi* n. gen. n. sp. B. St. M. 1976 XVI 28
c: *Stephanoceras chilense* n. sp. Slg. Ch. 1-3-070672
d: *Stephanoceras andinense* n. sp. B. St. M. 1976 XVI 9

2,5 Externrippen. Bei der Wohnkammer beträgt die Teilungsziffer 2,25. Bei manchen Externrippen erfolgt keine deutliche Vereinigung mit den Flankenknoten und sie können auch als Schaltrippen zwischen diesen einsetzen.

Lobenlinie

Die innere Lobenlinie konnte bei keinem der untersuchten Exemplare präpariert werden. Die äußeren Umbilikalloben des Holotypus (Abb. 7 d) besitzen die für die Gattung *Stephanoceras* typische Form. Die Loben U_2 und U_3 sind gleich lang. Der U_3 steht schräg. Die Nahtregion ist suspensiv.

Beschreibung der Paratypen

Sämtliche Paratypen sind noch unvollständiger als der Holotypus erhalten.

Die Windungsquerschnitte entsprechen denen des Holotypus, gedrungen-oval in den Innenwindungen und rundlich im Bereich der Wohnkammer. Die relative Nabelweite beträgt im Bereich des Phragmokonendes und Wohnkammerbeginn ungefähr 40 %, d. h. die Nabelweite wird während des Gehäusewachstums etwas weiter. Die Externrippen sind nur im Bereich der Wohnkammer erkennbar.

Pro Umgang sind 27 bis 30 Flankenrippen vorhanden. Die Teilungsziffer ist beim Holotypus am kleinsten. Bei den Paratypen kommen bei den Phragmokonen auf 1 Flankenrippe 3,0 bis 3,5 Externrippen, im Bereich der Wohnkammer 2,5 bis 3,0.

Die Loben U_2 und U_3 sind auch bei den Paratypen gleich lang.

Dimorphismus

Bei keinem der untersuchten Exemplare ist die Mündung erhalten. Der Durchmesser der Phragmokone (5 Exemplare) beträgt ungefähr 7 bis 7,5 cm. Wahrscheinlich handelt es sich bei sämtlichen Exemplaren um Microconche.

Vergleiche

Stephanoceras andinense n. sp. unterscheidet sich von *Stephanoceras chilense* n. sp. durch die geringere Zahl von Flankenrippen pro Umgang und einen anderen Windungsquerschnitt.

Stephanoceras andinense n. sp. ähnelt in der Berippung manchen von Westermann (1954) unter der Gattung *Intinsaites* beschriebenen Arten (z. B. *Itinsaites gracilis*), die jedoch sämtlich einen ovalen bis rhomboiden Querschnitt besitzen. Die vom gleichen Autor unter der Gattung *Germanites* (= *Alfeldites* Westermann 1975) beschriebenen Arten (z. B. *Alfeldites latus)* haben zum Teil einen ähnlichen Querschnitt, jedoch eine andere Berippung. Außerdem fällt auf, daß die von Westermann beschriebenen Arten sehr viel kleinwüchsiger sind. *Normannites (Itinsaites ?) variabilis* Imlay (1964) ist zwar ebenfalls großwüchsig, besitzt jedoch eine größere Zahl von Flankenrippen pro Umgang.

Gattung *Domeykoceras* n. gen.

Typusart: *Domeykoceras dehmi* n. sp.

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen dieser neuen Gattung der Stephanoceratidae in der Cordillera Domeyko (Prov. Atacama, Chile).

Diagnose: Querschnitt subquadratisch bis hochoval, abgerundete Nabelkante. Nabelwand senkrecht bis überhängend. Nabelweite sehr eng, Evolution allmählich größer werdend. Zahl der Flankenrippen gering bis sehr groß, Teilungspunkt mit oder ohne Knoten. Externrippen sehr dicht stehend. Umbilikalloben der suspensiven Nahtregion schräg stehend, U_3 länger als U_2.

Beschreibung

Windungsquerschnitt: Der Windungsquerschnitt ist bei den ersten Windungen rhombisch, wird dann breit-oval, gedrungen-oval, subquadratisch bis hoch-oval. Beginnend mit einem rundlichen und hoch-ovalen Querschnitt, wird eine stärker abgerundete Nabelkante ausgebildet und die größte Windungsbreite rückt bei hoch-ovalem Querschnitt in Richtung Nabelkante. Die Nabelkante wird während der Ontogenese zunächst senkrecht und dann überhängend.

Nabelweite und Evolution: Die relative Nabelweite liegt in den Innenwindungen zwischen 30 und 35 %, in den Außenwindungen zwischen 34 und 40 %, wird also allmählich größer. Die Evolution wird ebenfalls während des Gehäusewachstums größer.

Berippung: Flache Höcker oder Knoten erscheinen bereits vor den Rippen auf der Flankenkante. Die Knoten verstärken sich allmählich und ziehen sich nahtwärts zu nach rückwärts gerichteten Flankenrippen aus. Die Externrippen erscheinen anschließend. Die Knoten können sehr frühzeitig wieder verlorengehen.

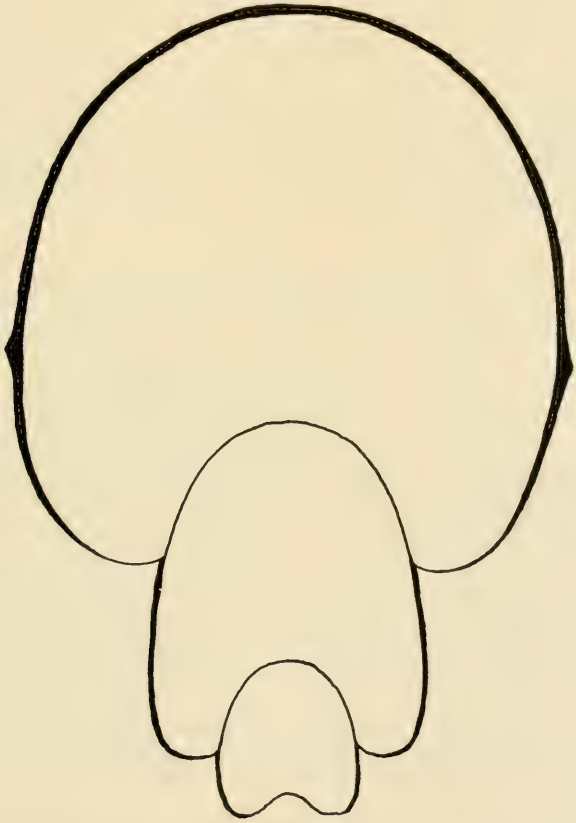


Abb. 8: Windungsquerschnitt von *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp., Manflas Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 25 (Taf. 5, Fig. 5), nat. Größe.

An der Nabelwand schwingen die Rippen nach vorn, sind dort schwach entwickelt und werden erst auf der Nabelkante kräftiger. Oberhalb der Nabelkante biegen sie in eine proradiate Richtung um.

Die Externrippen stehen sehr dicht. Die Teilungsziffer (2,5 bis 3,7) hängt von der Anzahl der Flankenrippen ab.

Lobenlinie: Der Laterallobus ist im Verhältnis zu den Umbilikalloben sehr groß. Der Lobus U_2 ist schmal und klein und kürzer als der schrägstehende U_3. Die Umbilikalloben der inneren Lobenlinie (U_n, U_1, U_5 i. S. von Schindewolf 1965) stehen ebenfalls schräg. Die Nahtregion ist suspensiv.

Vergleiche

Domeykoceras n. gen. unterscheidet sich von allen bisher beschriebenen Gattungen der Stephanoceratidae durch den subquadratischen bis hochovalen Querschnitt. Die innersten Windungen gleichen denen der Gattung *Stephanoceras* s. l. Die Lobenlinie stimmt mit der der Stephanoceratidae überein.

Die Gattungen *Cadomites* und *Polyplectites* besitzen eine ähnliche Berippung, jedoch einen ovalen bis breitovalen Querschnitt und eine völlig andere Lobenlinie, die Schindewolf (1965) veranlaßte, beide Gattungen aus der Familie Stephanoceratidae herauszunehmen.

Ähnlichkeit besteht im Querschnitt und der Art der Berippung zu den Gattungen *Orthogarantiana* und *Garantiana* der Familie Parkinsoniidae, die jedoch eine externe Rippenunterbrechung besitzen. Nach Schindewolf (1965) ist bei beiden Gattungen zumindest zum Teil eine stephanoceratide Lobenlinie ausgebildet. Es besteht also die Möglichkeit, daß es sich bei der Gattung *Domeykoceras* um eine Übergangsform zwischen den Familien Stephanoceratidae und Parkinsoniidae handelt.

Domeykoceras dehmi n. sp.

Taf. 4, Fig. 1—3, Taf. 5, Fig. 5, Taf. 6, Fig. 1—3; Abb. 6e, f, 7a, 8—13

Holotypus: Einseitig erhaltener Steinkern mit Mündung und Schalenresten (Taf. 4, Fig. 1, Taf. 6, Fig. 1; Abb. 6e) (B. St. M. 1976 XVI 17).

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. R. Dehm.

Locus typicus: Seitenquebrada der Quebrada Juncal (Prov. Antofagasta) (Fundpunkt 1 Abb. 1); topogr. Karte 1 : 100 000, Blatt Exploradora: 69°13,95′ Länge, 25°37,37′ Breite.

Stratum typicum: Mergel mit Kalkgeoden und sehr selten Ammoniten (einziges Exemplar); unterlagert von Mergeln mit Belemnitidae und selten Kalkgeoden; überlagert von einer mächtigen Serie zuerst vorwiegend feinschichtiger, dann auch dickbankiger Sandsteine.

Oberes Bajocien, wahrscheinlich Zone des *Strenoceras subfurcatum*.

Diagnose: Querschnitt hochoval, Nabelweite sehr eng. Zahl der Flankenrippen sehr groß. Teilungspunkt nur bei den innersten Windungen und auf der Wohnkammer mit kleinen Knoten. Externrippen dicht stehend, Teilungsziffer 2,5 bis 2,9.

Material:

Am locus typicus wurde nur der Holotypus gefunden. Die Paratypen stammen von verschiedenen Lokalitäten.

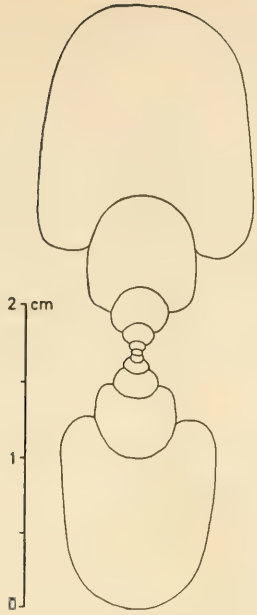


Abb. 9: Windungsquerschnitt von *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp., Cordillera Domeyko Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 23.

a) Seitenquebrada der Quebrada del Profeta (Prov. Antofagasta) (Fundpunkte 4 und 5 Abb. 1); topogr. Karte 1 : 100 000, Blatt Sierra de Varas; Fundpunkt 4: 69°14′ Länge, 24°55,65′ Breite; Fundpunkt 5: 69°13,3′ Länge, 24°53,9′ Breite.

Fundpunkt 4: 2 Phragmokone mit Teilen der Wohnkammer (B. St. M. 1976 XVI 18 und 19); 9 unvollständige Phragmokone (B. St. M. 1976 XVI 20—23, Slg. Ch. 1 bis 5-1-180 272) und einige Windungsbruchstücke (u. a. B. St. M. 1976 XVI 24).

Fundpunkt 5: Ein Exemplar (11,5 cm ⌀, innere Umgänge nicht erhalten) mit wahrscheinlich nahezu vollständiger Wohnkammer (Länge 250°) (Slg. Ch. 2-3-070 672); 4 unvollständige Phragmokone (Slg. Ch. 3 bis 6-3-070 672).

b) Seitenquebrada der Quebrada de La Iglesia, 2 km SE Hacienda Manflas (Prov. Atacama) (Fundpunkt 4 Abb. 2):

1 gekammertes Windungsbruchstück eines Macroconch (Taf. 4, Fig. 5, Abb. 8) (B. St. M. 1976 XVI 25); 1 gekammertes Windungsbruchstück (Wh 4,8 cm) (B. St. M. 1976 XVI 26); 1 mäßig erhaltener, unvollständiger Phragmokon (6,7 cm ⌀) (B. St. M. 1976 XVI 27).

Beschreibung des Holotypus

Der Holotypus ist das einzige Gehäuse mit vollständiger Wohnkammer. Da diese mit einem Ohr endet, muß es sich um einen Microconch handeln, der allerdings mit einem Gehäusedurchmesser von 13 cm an Größe alle bisher bekannten, beohrten Microconche der Stephanoceratidae übertrifft. Die Wohnkammer besitzt eine Länge von 250°. Der Holotypus ist einseitig erhalten. Der Phragmokon liegt

in Schalenerhaltung vor. Auf dem Steinkern der Wohnkammer sind Schalenreste vorhanden. Besonders der Phragmokon ist zum Teil verdrückt und die Innenwindungen sind nur teilweise zu erkennen.

Windungsquerschnitt (Abb. 6e)

Der Windungsquerschnitt ist am Ende des Phragmokons hochoval (Wq = ca. 0,8). Am Ende des Phragmokons und auf der ersten Hälfte der Wohnkammer ist eine abgerundete Nabelkante ausgebildet, die sich in Richtung Mündung allmählich verliert. Die Nabelwand steht senkrecht und schrägt sich in Richtung Mündung allmählich ab. Die Flanken sind wenig gebogen. Bei Schalenerhaltung ist die Externseite abgerundet, bei Steinkernerhaltung (Beginn der Wohnkammer) abgeflacht und mit einer schwachen Medianeindellung versehen. Nach WESTERMANN (1954: 70) kommt eine derartige Eindellung bei den Stephanoceratidae auf dem letzten Drittel bis Viertel des Phragmokons und auf dem Beginn der Wohnkammer relativ häufig vor.

Nabelweite (Abb. 10)

Die Nabelweite ist am Ende des Phragmokons sehr eng (w = 37—38) und wird bis zum Ende der Wohnkammer (w = 41) etwas weiter, da die Windungshöhe nicht mehr so stark zunimmt und die Evolution größer wird.

Berippung

Auf der Nabelwand schwingen die Rippen stark nach vorn. Oberhalb der Flankenkante biegen sie mit einem scharfen Bogen bis Knick um und sind auf den Flanken nach vorn gerichtet. Die Rippen steigen von der Naht aus allmählich an, erreichen auf der Nabelkante ihre größte Höhe, die bis zur Externseite annähernd gleich bleibt. Bei Schalenerhaltung sind die Flankenrippen zugeschärft. Diese Zuschärfung verliert sich bei den Externrippen, die auf der Externseite abgerundet sind. Bei Steinkernerhaltung kommt diese Differenzierung weniger stark zum Ausdruck.

Der letzte Umgang besitzt 43 Flankenrippen. Beim vorletzten Umgang ist eine ähnliche Anzahl von Flankenrippen vorhanden.

Auf dem Phragmokon erfolgt die Aufspaltung in Externrippen durch spitzwinkelige Anlagerung ohne Ausbildung von Knoten. Auf der letzten Hälfte der Wohnkammer ist der Teilungspunkt mit einem kleinen Knoten versehen. Bei manchen Rippen erfolgt keine deutliche Vereinigung mit den Flankenrippen und sie können auch als Schaltrippen zwischen diesen einsetzen. Die Teilungsziffer beträgt auf dem letzten Umgang 2.2 bis 2.1, wobei die Teilungsziffer in Richtung Mündung kleiner wird.

Lobenlinie

Die äußere Lobenlinie des letzten Septums ist nur unvollständig zu erkennen.

Beschreibung der Paratypen

Da während der Ontogenese der Gehäuse bei einzelnen Merkmalen große Veränderungen eintreten, wird auf deren Beschreibung besonderen Wert gelegt.

Windungsquerschnitt (Abb. 6f, 8, 9)

Bis zu einem Durchmesser von ca. 2 mm ist der Windungsquerschnitt rhombisch, wird dann breit-oval, gedrungen-oval, subquadratisch und schließlich hochoval.

Gehäusedurchmesser	8,5 mm	Wq = 1,3
Gehäusedurchmesser	11 mm	Wq = 1,15
Gehäusedurchmesser	17 mm	Wq = 1,05

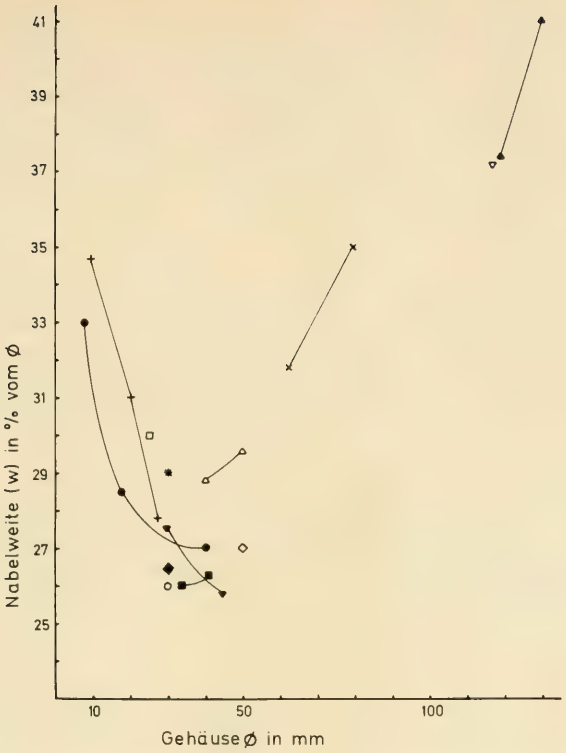


Abb. 10: Änderung der relativen Nabelweite im Laufe der Ontogenie bei *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp.
▲ B. St. M. 1976 XVI 17 (Holotypus), ▽ B. St. M. 1976 XVI 19,
× B. St. M. 1976 XVI 18, + B. St. M. 1976 XVI 24, ● B. St. M. 1976 XVI 23,
▼ Slg. Ch. 2-1-180272, □ Slg. Ch. 4-1-180272, ✲ B. St. M. 1976 XVI 22,
△ B. St. M. 1976 XVI 21, ◊ B. St. M. 1976 XVI 20, ■ Slg. Ch. 1-1-180272,
⧫ Slg. Ch. 3-1-180272, ○ Slg. Ch. 5-1-180272.

Gehäusedurchmesser	30	mm	Wq = 0,9—0,95 (mehrere Exemplare)
Gehäusedurchmesser	50	mm	Wq = 0,87—0,9 (mehrere Exemplare)
Gehäusedurchmesser ca.	9—10	cm	(Wb 3,1 cm, Wh 3,67 cm) Wq = 0,85

Im Bereich der Wohnkammer nimmt die Windungshöhe im Verhältnis zur Windungsbreite wieder ab.

Beginnend mit einem Durchmesse von 10 bis 15 mm bildet sich eine gerundete Nabelkante aus. Ab einem Durchmesser von ca. 3 cm biegt die Nabelwand deutlich nach innen. Bei hoch-ovalem Querschnitt liegt die größte Windungsbreite wenig oberhalb der Nabelkante und noch vor dem Teilungspunkt. Auf der Wohnkammer befindet sich die größte Windungsbreite im Bereich des Teilungspunktes. Die Flanken sind bei hochovalem Querschnitt abgeflacht und die Externseiten wenig gebogen bis schwach abgeflacht.

N a b e l w e i t e (Abb. 10)

Die Nabelweite ist sehr eng. Die relative Nabelweite erfährt während der Ontogenese eine deutliche Veränderung.

Gehäusedurchmesser	w (Nabelweite in % vom ⌀)
1,0 cm (2 Exemplare)	33—35
um 2,0 cm (2 Exemplare)	28,5—31
3,0 cm (4 Exemplare)	26—29
4,0 bis 4,5 cm (5 Exemplare)	26—29
5,0 cm (2 Exemplare)	27—30
6,0 cm (1 Exemplar)	32
8,0 cm (1 Exemplar)	35
11,5 bis 12,0 cm (2 Exemplare)	37—38
Ende Wohnkammer Holotypus	41

Die Nabelweite wird also zunächst enger und erreicht ein Minimum bei einem Gehäusedurchmesser von 3,0 bis 4,5 cm. Anschließend wird die Nabelweite allmählich wieder größer und kann im Bereich der Wohnkammer als mittelweit bezeichnet werden.

Berippung (Abb. 11, 12)

Als erstes Skulpturelement erscheinen bei einem Durchmesser von ca. 2 mm auf den Flankenkanten flache Höcker, die sich ab einem Durchmesser von ca. 4 mm nahtwärts nach rückwärts gerichtet zu Flankenrippen ausziehen. Die Externrippen werden anschließend ausgebildet.

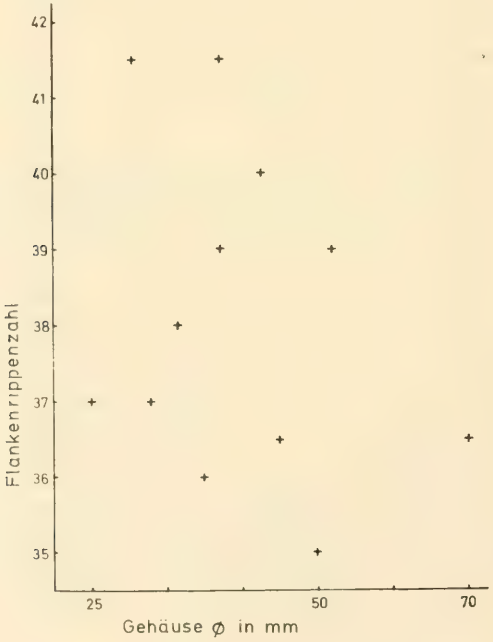


Abb. 11: Flankenrippenzahl bei *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp.

Auf der Nabelwand schwingen die Rippen stark nach vorn. Oberhalb der abgerundeten Flankenkanten biegen sie um und sind auf den Flanken nach vorn gerichtet. Die Rippen steigen von der Naht aus allmählich an, erreichen auf der Nabelkante ihre größte Höhe, die bis zur Externseite annähernd gleich bleibt. Bei Schalenerhaltung sind die Flankenrippen stets zugeschärft. Diese Zuschärfung verliert sich allmählich bei den Externrippen und auf der Externseite sind sie abgerundet.

Die Zahl der Flankenrippen bei einem Durchmesser kleiner als 2 cm konnte nur bei 1 Exemplar festgestellt werden, bei 0,95 cm ⌀ beträgt sie 29 und bei 1,65 cm 40 bis 41.

Bei einem Gehäusedurchmesser von 2,5 bis 7,0 cm (11 Exemplare) (Abb. 11) sind 35 bis 42 Flankenrippen vorhanden.

Auf dem Phragmokon erfolgt die Aufspaltung in Externrippen durch spitzwinklige Anlagerung ohne Ausbildung von Knoten (Wohnkammer siehe Beschreibung Holotypus). Häufig erfolgt keine deutliche Vereinigung mit den Flankenrippen und sie können auch als Schaltrippen zwischen den Flankenrippen einsetzen. Die Teilungsziffer (Abb. 12) ist abhängig von der Anzahl der Flankenrippen pro Umfang. Ist die Zahl der Flankenrippen niedrig, so ist die Teilungsziffer groß und umgekehrt. Die Zahl der Externrippen ist also konstanter als die der Flankenrippen. Bei 13 Exemplaren liegt die Teilungsziffer zwischen Werten von 2,5 und 2,9. Eine Ausnahme stellt das auf Taf. 4, Fig. 2 abgebildete Exemplar dar. Bei einer Flankenrippenzahl von 40 bis 43 beträgt die Teilungsziffer 2,9. Es ist also eine große Flankenrippenzahl verbunden mit einer großen Teilungsziffer. Auch die von mir südlich der Hacienda Manflas gefundenen Exemplare weisen eine hohe Teilungsziffer (2,75 bis 3,0) auf, bei einer Flankenrippenzahl die über 40 gelegen haben muß.

Bei der Wohnkammer ist die Teilungsziffer kleiner (2,5 bis 2,1).

Bei Schalenerhaltung befinden sich zwischen den Flankenrippen feinere Anwachsstreifen.

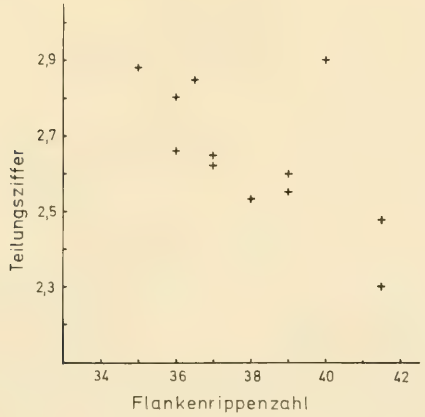


Abb. 12: Zunahme der Teilungsziffer (Zahl der Externrippen pro Flankenrippe) bei Abnahme der Flankenrippenzahl bei *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp., Gehäusedurchmesser 2,5 bis 7,0 cm.

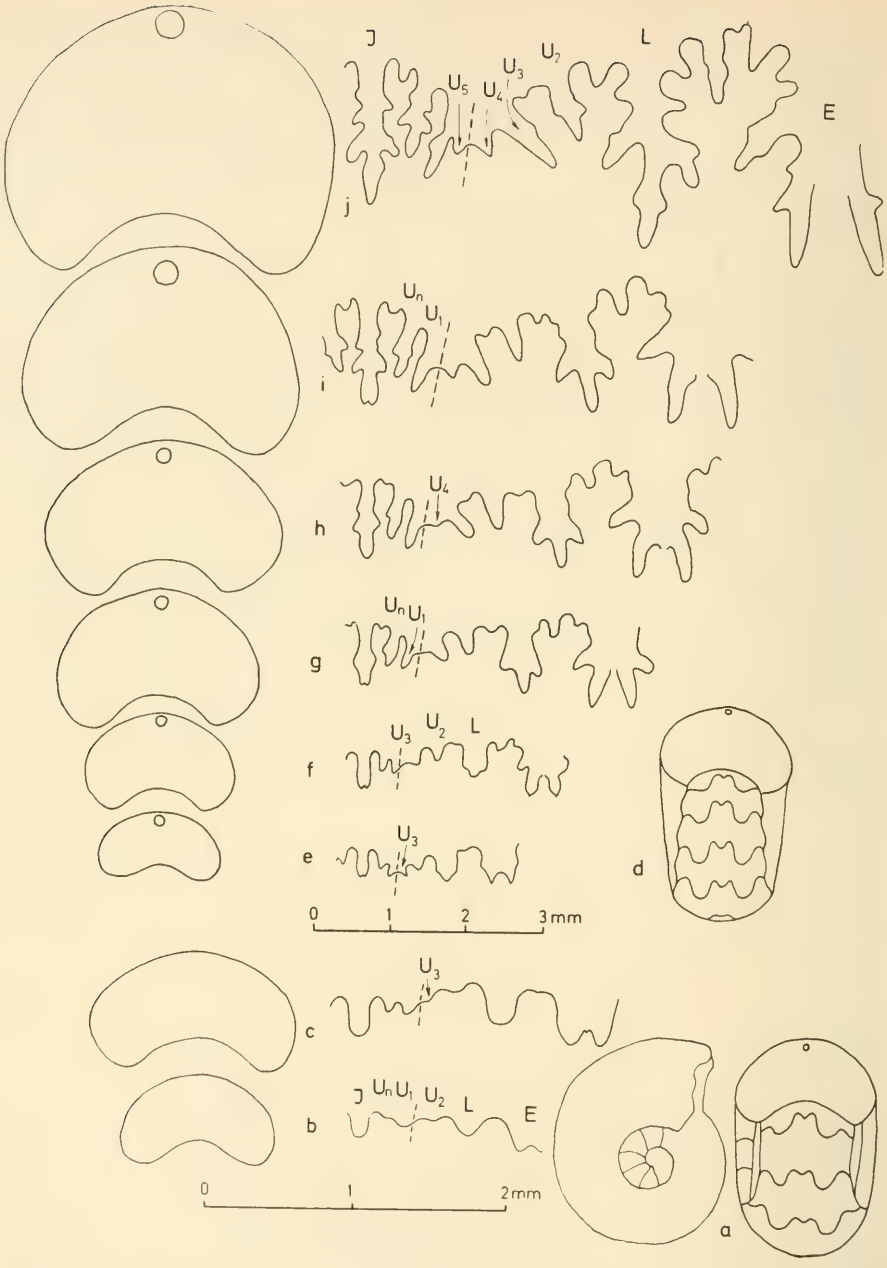


Abb. 13: Ontogenetische Entwicklung der Lobenlinie und der Windungsquerschnitte bei *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp., Cordillera Domeyko Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 24.

Lobenlinie (Abb. 13)

Bei einem Exemplar konnten die Lobenlinien der innersten Windungen und deren Ontogenie studiert werden, die weitgehend mit der der Stephanoceratidae übereinstimmt (SCHINDEWOLF 1965).

Bei einer Windungshöhe von 0,6 mm (Abb. 13b) wird zwischen den Loben U_1 und I der Lobus U_n angelegt. U_1 und U_n rücken später zu einem schräggestellten Lobenpaar zusammen. Der Lobus U_3 (Abb. 13c) wird erst später angelegt, wird ebenfalls schräggestellt und nimmt sehr viel schneller an Größe zu als der relativ schmale und kurze Lobus U_2.

Der Lobus U_4 (Abb. 13h) wird außerhalb der Naht angelegt, was im Gegensatz steht zu den von SCHINDEWOLF (1965) beschriebenen Lobenlinien von *Normannites* und *Stemmatoceras*. Bei diesen Gattungen wird der Lobus U_4 auf der Naht angelegt und er wird später in die innere Lobenlinie einbezogen, während bei *Teloceras* (SCHINDEWOLF 1965: Abb. 256) der U_4 nach außen rückt und wie bei *Domeykoceras dehmi* n. sp. der Lobus U_5 (Abb. 13j) zur inneren Lobenlinie gehört. Die Nahtloben insgesamt sind stark suspensiv.

Dimorphismus

Nur der Holotypus ist vollständig erhalten. Da er mit einem Ohr endet, muß es sich um einen Microconch handeln. Bei 3 weiteren Exemplaren sind Teile der Wohnkammer erhalten. Der Durchmesser des Phragmokons beträgt beim Holotypus ca. 9 cm, bei den 3 weiteren Exemplaren 8,5 bis 9 cm, 11 bis 11,5 cm und 11,5 cm. Auch bei diesen Exemplaren dürfte es sich um Microconche handeln, die jedoch zum Teil einen noch größeren Enddurchmesser als der Holotypus besessen haben müssen. Bereits der Holotypus besitzt ein für Microconche der Stephanoceratidae ungewöhnlich großes Gehäuse.

Ein südlich der Hacienda Manflas (Fundpunkt 4) gefundenes, großes Windungsbruchstück (Taf. 5, Fig. 5) ist bis zu seinem Ende gekammert. Der Phragmokon dieses Exemplars muß einen Gehäusedurchmesser von zumindest 18 cm besessen haben und es dürfte sich um einen Macroconch handeln.

Domeykoceras chongi n. sp.

Taf. 5, Fig. 1—3; Abb. 6g, 7b, 14—16

Holotypus: Unvollständiger Phragmokon-Steinkern (Taf. 5, Fig. 1, 2) (B. St. M. 1976 XVI 28).

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn GUILLERMO CHONG D., Antofagasta (Chile).

Locus typicus: Seitenquebrada der Quebrada del Profeta (Prov. Antofagasta) (Fundpunkt 4 Abb. 1), topogr. Karte 1 : 100 000, Blatt Sierra de Varas: 69°14′ Länge, 24°55,65′ Breite.

Stratum typicum: Tektonischer Sattel aus Mergeln mit Kalkgeoden im Liegenden einer Serie gut gebankter (5 bis 50 cm) Feinsandsteine, die mit sandigen (z. T. feinschichtigen) Mergeln wechsellagern. Die Mergel mit Kalkgeoden enthalten mehrere Ammoniten-Horizonte und es lassen sich zwei Faunenzonen (S. 37) unterscheiden. Der Holotypus stammt aus einem der Ammoniten-Horizonte der tieferen Faunenzone.

Oberes Bajocien, wahrscheinlich Zone des *Strenoceras subfurcatum*.

Diagnose: Querschnitt subquadratisch. Nabelweite eng bis sehr eng. Zahl der Flankenrippen gering. Teilungspunkt mit Knoten. Externrippen dicht stehend, Teilungsziffer 2,9 bis 3,6.

Material:

a) Am locus typicus wurden 3 weitere Exemplare gefunden. 2 Phragmokone besitzen einen Durchmesser von 5,4 cm (Taf. 5, Fig. 3) (B. St. M. 1976 XVI 29) und 5,5 cm (Slg. Ch. 6-1-180 272). Das dritte Exemplar ist ein mäßig erhaltener Phragmokon (⌀ 11 cm) mit Resten des Anfangs der Wohkammer (Slg. Ch. 7-1-180 772).

b) Seitenquebrada der Quebrada del Profeta (Prov. Antofagasta) (Fundpunkt 5, Abb. 1); topogr. Karte 1:100 000, Blatt Sierra de Varas: 69°13,3′ Länge, 24°53,9′ Breite.

Von Fundpunkt 5 stammt ein unvollständiger, einseitiger Phragmokon mit schlecht erhaltenen Innenwindungen und einem Rest der Wohnkammer (vermutlich Ende). Der ursprüngliche Gehäusedurchmesser dürfte 14 bis 15 cm betragen haben. Da das Exemplar für einen genauen Vergleich mit den anderen Exemplaren nicht ausreichend erhalten ist, kann es nur mit Vorbehalt zu *Domeykoceras chongi* n. sp. gestellt werden (Slg. Ch. 7-3-070 672).

c) Seitenquebrada der Quebrada de La Iglesia, 2 km SE Hacienda Manflas (Prov. Atacama) (Fundpunkt 4 Abb. 2).

Ein Windungsbruchstück (90°) eines Phragmokon-Steinkerns (Wh 4,8 cm), mäßig erhalten, kann nur mit Vorbehalt zu der neuen Art gestellt werden (B. St. M. 1976 XVI 30).

Beschreibung des Holotypus

Beim Holotypus handelt es sich um die inneren Windungen eines Phragmokons, der bis zu einem Durchmesser von 6 cm erhalten ist: Der Holotypus ist ab 5,5 cm Durchmesser auf der einen Seite stark verdrückt und auf dieser Seite zum Teil stark korrodiert.

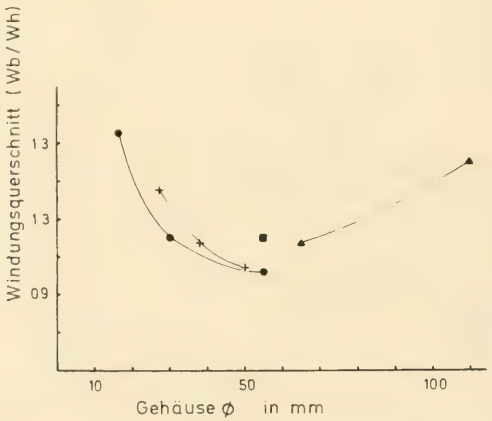


Abb. 14: Verhältnis von Windungsbreite zu Windungshöhe im Verlauf der Ontogenie bei *Domeykoceras chongi* n. gen. n. sp.
● B. St. M. 1976 XVI 28 (Holotypus), + B. St. M. 1976 XVI 29,
▲ Slg. Ch. 7-1-180272, ■ Slg. Ch. 6-1-180272.

Windungsquerschnitt (Abb. 14)

Bei einem Gehäusedurchmesser von 16,5 mm (Taf. 5, Fig. 2b) ist der Windungsquerschnitt rhomboid (Wq 1,25 bis 1,4), bei 30 mm ist er bereits subquadratisch (Wq 1,05), bei 55 mm etwas höher als breit (Wq 0,96). Die Windungshöhe nimmt also während der Ontogenese stärker zu als die Windungsbreite.

Bis zu einem Gehäusedurchmesser von ca. 15 mm kann nicht zwischen Nabelwand und Flanken unterschieden werden. Es bildet sich dann allmählich eine stark abgerundete Nabelkante aus, die Nabelwand wird senkrecht und die Flanken nehmen oberhalb der Nabelkante nur noch wenig an Breite zu. Die größte Breite liegt bei den Flankenknoten. Die Externseite ist gut gerundet.

Nabelweite (Abb. 15)

Die Nabelweite ist bei einem Durchmesser von 16 mm eng (w = 39), wird allmählich noch enger und beträgt bei einem Durchmesser von 50 mm 36 % desselben.

Berippung (Abb. 16)

Auf der Nabelwand schwingen die Rippen nach vorn. Oberhalb der stark abgerundeten Flankenkanten biegen sie um und sind nach vorn gerichtet. Die Rippen steigen von der Naht aus allmählich an. Flankenknoten sind ab einer Nabelweite von ca. 2 mm zu erkennen. Deutliche Flankenrippen erscheinen bei einer Nabelweite von ca. 4 mm und entwickeln sich aus den dicht unterhalb der Naht des folgenden Umgangs liegenden Flankenknoten, die bis zu einem Gehäusedurchmesser von ca. 50 mm gut ausgebildet sind und dann allmählich schwächer werden.

Bei einem Gehäusedurchmesser von 17 mm sind 22 Flankenrippen vorhanden. Ihre Zahl wird allmählich größer (24 bei 35 mm ⌀) und beträgt im letzten Umgang 29. Die Zahl der Externrippen pro Flankenrippe wird ebenfalls während der Ontogenese größer. Bei einem Durchmesser von 17 mm ist die Teilungsziffer 2,9, im letzten Umgang 3,6.

Lobenlinie

Die innere Lobenlinie und die äußere Lobenlinie bis zur folgenden Naht konnte bei einer Windungshöhe von ca. 10 mm gezeichnet werden (Abb. 7b). Sie entspricht der der Stephanoceratidae. Die Nahtregion ist suspensiv. Die Loben U_n und

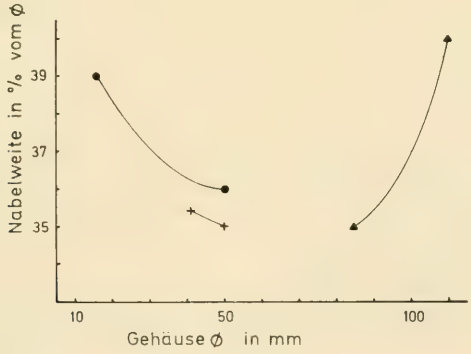


Abb. 15: Änderung der relativen Nabelweite im Verlauf der Ontogenie bei *Domeykoceras chongi* n. gen. n. sp.
Signaturen wie Abb. 14.

U_1 stehen schräg. Der Lobus U_3 steht ebenfalls schräg und ist sehr viel länger als der schmale und kurze Lobus U_2.

Beschreibung der Paratypen

Windungsquerschnitt (Abb. 14)

Die Windungshöhe ist zunächst kleiner als die Windungsbreite (Wq 1,1), nimmt aber während der Ontogenese im Verhältnis zur Windungsbreite zu und Wq erreicht bei einem Gehäusedurchmesser von 50 mm einen Wert von 0,97 bis 1,05, der bis zu einem Durchmesser von 60 mm beibehalten wird. Anschließend wird das Verhältnis von Windungsbreite zu Windungshöhe wieder größer und beträgt am Ende des Phragmokons (⌀ 11 cm) 1,25 (Wq). Das Windungsbruchstück von Manflas (Fundpunkt 4, Abb. 2) besitzt bei einer Windungshöhe von 4,8 und 2,2 cm einen subquadratischen Windungsquerschnitt (Wq = 1,1 bis 1,2).

Nabelweite (Abb. 15)

Die Nabelweite bei dem auf Taf. 5, Fig. 3 abgebildeten Paratypus (w = 35 bei ⌀ 50 mm) ist noch enger als beim Holotypus. Bei dem nicht abgebildeten Exemplar mit einem Durchmesser des Phragmokons von 11 cm beträgt die Nabelweite 40 % des Durchmessers und bei einem Durchmesser von 8,5 cm sind es 35 %. Die Nabelweite wird also zunächst enger und dann wieder weiter, was den Veränderungen des Windungsquerschnittes entspricht.

Berippung (Abb. 16)

Bei einem Gehäusedurchmesser von 25 mm sind 18 bis 24 Flankenrippen vorhanden. Ihre Zahl wird während der Ontogenese allmählich größer. Der letzte Umgang des Exemplars mit einem Durchmesser von 11 cm besitzt ungefähr 32 bis 33 Flankenrippen (Teilungsziffer 2,9). Die Knoten am Teilungspunkt der Flankenrippen in Externrippen sind bis zu einem Durchmesser von 4 bis 5 cm gut zu erkennen, werden dann allmählich schwächer, verschwinden fast vollständig und werden erst am Ende des Phragmokons wieder etwas kräftiger. Die Teilungsziffer beträgt beim abgebildeten Paratypus auf dem letzten Umgang 3,5.

Lobenlinie

Die Lobenlinien der Paratypen stimmen weitgehend mit der des Holotypus überein.

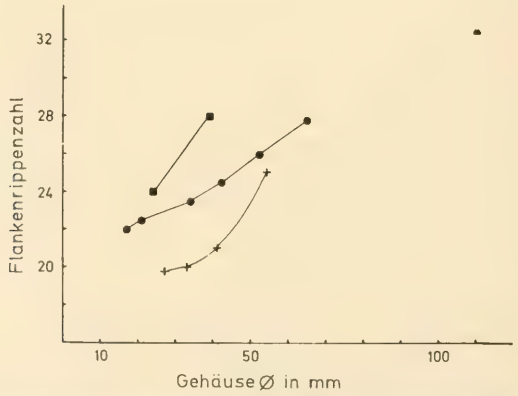


Abb. 16: Zunahme der Flankenrippenzahl im Lauf der Ontogenie bei *Domeykoceras chongi* n. gen. n. sp.
Signaturen wie Abb. 14.

Dimorphismus

Bei den in der Cordillera Domayko gefundenen Exemplaren dürfte es sich auf Grund der Gehäusegröße um Microconche handeln, die mit der der Microconche von *Domeykoceras dehmi* n. sp. übereinstimmt.

Das nur mit Vorbehalt zu *Domeykoceras chongi* n. sp. zu stellende Windungsbruchstück von Manflas ist noch bei einer Windungshöhe von 4,8 cm gekammert und es dürfte sich um einem Macroconch handeln. Das Exemplar mit vollständigem Phragmokon besitzt am Ende desselben eine Windungshöhe von 3,6 cm.

Vergleiche

Domeykoceras chongi n. sp. unterscheidet sich von *Domeykoceras dehmi* n. sp. durch den niedrigeren Windungsquerschnitt, die größere Nabelweite, kleinere Anzahl von Flankenrippen pro Umgang und eine größere Teilungsziffer.

Domeykoceras chongi n. sp. vermittelt zwischen den Arten der Gattung *Stephanoceras* s. l. (vor allem *Normannites* und *Itinsaites)* und *Domeykoceras dehmi* n. sp..

Schriftenverzeichnis

Cecioni, G. & García, F. (1960): Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. — Bol. Inst. Inv. Geol., **6**: 28 S., 1 Tab., 1 Kt.; Santiago de Chile.

García, F. (1967): Geología del Norte Grande de Chile. — Soc. Geol. Chile, Symp. Geos. And. 1962, **3**: 138 S., 28 Abb., 1 Tab., 1 Prof., 4 geol. Kt.; Santiago de Chile.

Gottsche, C. (1878): Über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Cordillere. — Palaeontogr., Suppl. **3** (2), Abt. 3: 50 S., 8 Taf.; Stuttgart.

Hillebrandt, A. v. (1970): Zur Biostratigraphie und Ammoniten-Fauna des südamerikanischen Jura (insbes. Chile). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **136** (2): 166—211, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Hillebrandt, A. v. (1973): Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., **31/32**: 167—199, 4 Abb., 1 Tab.; Münster (Westf.).

Imlay, R. W. (1962): Late Bajocian Ammonites from the Cook Inlet Region, Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., **418**-A: 14 S., 4 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Washington.

Imlay, R. W. (1964): Middle Bajocian Ammonites from the Cook Inlet Region. — Geol. Surv. Prof. Pap., **418**-B: 57 S., 5 Abb., 13 Tab., 21 Taf.; Washington.

Möricke, W. (1894): Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. — N. Jb. Mineral. Geol., Beil.-Bd. **9**: 1—100, 6 Taf.; Stuttgart.

Orbigny, A. d' (1842—1851): Paléontologie Francaise; Terrains jurassiques I. Cephalopodes. — 642 S., 234 Taf.; Paris.

Roché, P. (1939): Aalénien et Bajocien du Maconnais et de quelques régions voisines. — Trav. Lab. Géol. Lyon, fasc. 35, mém. **29**: 355 S., 12 Abb., 13 Taf.; Lyon.

Schindewolf, O. H. (1965): Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten. — Lief. IV. — Akad. Wiss., Lit. Abh. math.-nat. Kl., **1965** (3): 407—508, 58 Abb.; Mainz.

Schmidtill, E. & Krumbeck, L. (1938): Die Coronaten-Schichten von Auerbach (Oberpfalz, Nordbayern). — Z. dt. Geol. Ges., **90**: 297—360, 5 Abb., 5 Taf.; Berlin.

Steinmann, G. (1881): Zur Kenntnis der Jura- und Kreide-Formation von Caracoles (Bolivien). — N. Jb. Mineral. Geol., Beil.-Bd., **1**: 239—301, Taf. 9—14; Stuttgart.

Steinmann, G. (1929): Geologie von Perú. — 448 S., 271 Textfig., 9 Taf., 1 geol. Kt.; Heidelberg (C. Winter).

Thomas N., A. (1970): Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle. — Cartas N.os 21 y 22, Inst. Invest. Geol. Chile, 52 S., 3 Tab., 4 Abb., 2 geol. Karten 1:50 000; Santiago de Chile.

Thomas, H. (1958): Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. — Bol. Inst. Invest. Geol., **2**: 1—86, 1 Textfig., 1 Tab., 1 geol. Kt.; Santiago de Chile.

Tornquist, A. J. H. (1896): Der Dogger am Espinazito-Paß, nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der argentinischen Juraformation. — Paläont. Abh., **8** (2): 135—204, Taf. 14—23; Jena.

Westermann, G. E. G. (1954): Monographie der Otoitidae (Ammonoidea). — Geol. Jb., Beih., **15**: 364 S., 33 Taf., 149 Abb.; Hannover.

Westermann, G. E. G. (1964): Sexual-Dimorphismus bei Ammonoideen und seine Bedeutung für die Taxionomie der Otoitidae (einschl. Sphaeroceratinae; Ammonitina, M. Jura). — Palaeontogr. **124** (A): 73 S., 14 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

Westermann, G. E. G. (1967): Sucesión de Ammonites del Jurásico Medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquen. — Rev. Asoc. Geol. Argent., **22** (1): 65—73, 3 Textfig.; Buenos Aires.

Westermann, G. E. G. (1971): Ammonite succession of the Middle Jurassic in the Southern Andes. — Coll. Jurassique, Luxembourg 1967. Mém. B. R. G. M., Fr., **75**: 423—430, 1 Tab.; Paris.

Westermann, G. E. G. (1975): *Alfeldites* nom. nov. for *Germanites* Westermann, 1954 non Schindewolf, 1929, Jurassic Ammonitina. — J. Palaeont., **49** (1): 229; Tulsa, Oklahoma.

Westermann, G. E. G. & Riccardi, A. C. (1972): Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. — Part I: Hildoceratáceae. — Palaeontogr., **140** (A): 116 S., 1 Tab., 40 Abb., 31 Taf.; Stuttgart.

Westermann, G. E. G. & Rioult, M. (1975): The lectotype of the ammonite *Cadomites psilacanthus* (Wermbter). — Palaeontology, **18** (4): 871—877, Taf. 105; London.

Nach Abschluß des Manuskriptes erhielt ich:

Davidson, J., Godoy, E. & Covacevich, V. (1976): El Bajociano marino de Sierra Minillas (70°30'L.O—26°L.S.) y Sierra Fraga (69°50'L.O.—27°L.S), Provincia de Atacama Chile: Edad y marco geotectónico de la formación La Negra en esta latitud. — Actas I Congr. Geol. Chileno: A 255 — A 272, 4 Abb., 1 Taf.; Santiago de Chile.

Covacevich, V. & Piracés, R. (1976): Hallazgo de ammonites del Bajociano superior en la Cordillera de la Costa de Chile Central entre la Cuesta El Melón y Limache. — Actas I Congr. Geol. Chileno: C 67 — C 85, 3 Abb., 1 Taf.; Santiago de Chile.

Piracés L., R. (1976): Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre El Melón y Limache, Provincia de Valparaiso, Chile. — Actas I Congr. Geol. Chileno: A 65 — A 82, 5 Abb.; Santiago de Chile.

Silva P., L. I. (1976): Antecedentes estratigráficos del Jurásico y estructurales de la Cordillera de la Costa en el Norte Grande de Chile. — Actas I Congr. Geol. Chileno: A 83 — A 95, 6 Abb.; Santiago de Chile.

Tafelerläuterungen

Tafel 2

Fig. 1—3 *Stephanoceras chilense* n. sp.

1 Macroconch, bis zum Ende gekammert; Manflas Fundpunkt 3, B. St. M. 1976 XVI 4; × 0,68.

2a—b Microconch, bis 1,5 cm vor Ende gekammert (↑); Caracoles; Orig. zu Steinmann 1881, Taf. 12, Fig. 7; Geol.-pal. Slg. Univ. Marburg 1828.
a: Lateral-, b: Sagittalansicht; nat. Gr.

3 ? Microconch, Lobenlinie nicht erkennbar; Manflas Fundpunkt 3, B. St. M. 1976 XVI 7; nat. Gr.

Tafel 3

Fig. 1—3 *Stephanoceras chilense* n. sp.

1a—b Holotypus, unvollständiger Phragmokon mit Schalenresten, vermutlich Macroconch; Cordillera Domeyko Fundpunkt 2, B. St. M. 1976 XVI 1.
a: Frontal-, b: Lateralansicht; nat. Gr.

2a—b Microconch, Phragmokon-Steinkern mit Beginn der Wohnkammer (↑); Cordillera Domeyko Fundpunkt 5, Slg. Ch. 1-3-07 0676.
a: Lateral-, b: Frontalansicht; nat. Gr.

3 Microconch, Phragmokon-Steinkern mit Beginn der Wohnkammer (↑); Cordillera Domeyko Fundpunkt 2, B. St. M. 1976 XVI 2; nat. Gr.

Tafel 4

Fig. 1—3 *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp.

1 Holotypus, einseitig erhalten, vollständiger Microconch mit Schalenresten und beohrter Mündung, (↑) Ende Phragmokon; Cordillera Domeyko Fundpunkt 1, B. St. M. 1976 XVI 17; nat. Gr.

2a—b ? Microconch, unvollständiger Phragmokon-Steinkern mit Schalenresten; Cordillera Domeyko Fundpunkt 5, Slg. Ch. 3-3-070672.
a: Lateral-, b: Ventralansicht; nat. Gr.

3a—b ? Microconch, unvollständiger Phragmokon-Steinkern; Cordillera Domeyko Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 21;
a: Lateral-, b: Frontalansicht; nat. Gr.

Tafel 5

Fig. 1—3 *Domeykoceras chongi* n. gen. n. sp.

1 Holotypus; unvollständiger Phragmokon-Steinkern, ? Microconch; Cordillera Domeyko Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 28; nat. Gr.

2a—b Innenwindungen des Holotypus.
a: Lateral-, b: Frontalansicht; × 1,36.

3a—b ? Microconch, unvollständiger Phragmokon-Steinkern; Cordillera Domeyko Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 29.
a: Lateral-, b: Frontalansicht; nat. Gr.

Fig. 4 *Stephanoceras andinense* n. sp.
Holotypus, Microconch, Phragmokon-Steinkern mit Beginn der Wohnkammer (↑) und Schalenresten; Cordillera Domeyko Fundpunkt 3, B. St. M. 1976 XVI 9; nat. Gr.

Fig. 5 *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp.
Macroconch, gekammertes Windungsbruchstück; Manflas Fundpunkt 4; B. St. M. 1976 XVI 25; nat. Gr.

Tafel 6

Fig. 1—3 *Domeykoceras dehmi* n. gen. n. sp.

1 Holotypus (wie Taf. 4, Fig. 1), Frontalansicht; nat. Gr.

2 Microconch, unvollständiger Phragmokon-Steinkern mit Beginn der Wohnkammer (↑), Außenwindungen etwas verdrückt; Cordillera Domeyko Fundpunkt 4; B. St. M. 1976 XVI 18; nat. Gr.

3a—b Phragmokon-Windungsbruchstück mit Schalenresten; Cordillera Domeyko Fundpunkt 4, B. St. M. 1976 XVI 31.
a: Lateral-, b: Sagittalansicht; nat. Gr.

Fig. 4 *Stephanoceras andinense* n. sp.
Holotypus (wie Taf. 5, Fig. 4), Ventralansicht; nat. Gr.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 71—102 München, 6. 7. 1977

Saligrame — Gerölle von Malm-Kalken mit Ammoniten als Kultgegenstände Indiens

Von Herbert Hagn[1])

Mit 2 Abbildungen und Tafeln 7—8

Kurzfassung

Saligrame sind Gerölle meist schwarzer Kalke, welche durch Flüsse aus dem Himalaya nach Süden verfrachtet wurden. Das bekannteste Fundgebiet ist das Tal des Gandaki in Nepal und im nördlichen Indien, doch werden Saligrame auch weiter im NW gefunden. Die Gerölle stammen von Konkretionen ab, welche den Schiefern der Saligram formation bzw. den Spiti shales eingelagert sind. Die in ihnen enthaltenen Fossilien, fast ausschließlich Ammoniten, gestatten eine Einstufung in den Oberen Jura und in die tiefste Unterkreide. Die Saligrame werden in Indien seit altersher als Kultgegenstände verwendet. Sie gelten als Inkarnationen des Gottes Vishnu.

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit wird ein Überblick über das Schrifttum des 18. und frühen 19. Jahrhunderts gegeben. In der europäischen Literatur wurden Saligrame zuerst 1743 beschrieben. Verfasser dieses Berichtes war Pater Calmette, ein französischer Jesuiten-Missionar. Sein Beitrag erschien 1755 in Wien in deutscher Übersetzung. Die Ammoniten-Natur der Saligrame wurde bereits von Sonnerat (1782 a) erkannt.

Der zweite Teil baut auf den Wiener Text von 1755 auf. Er vermittelt einen Einblick in den heutigen Kenntnisstand über diese Kultgegenstände Indiens.

Abstract

Saligrams are pebbles, composed mostly of limestone, which were transported southwards by rivers from the Himalayas. The best known occurrence ist the valley of Gandaki in Nepal and northern India, though saligrams are found in the northwest also. The pebbles are derived from concretions which are incorporated in the shales of the Saligram formation, respectively in the Spiti shales. The fossils contained in them, almost exclusively Ammonites, allow age determinations ranging from Upper Jurassic to earliest Lower Cretaceous. Saligrams have been used as cult objects for ages in India. They are holy for the God Vishnu.

[1]) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8000 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

In the first part of this paper a survey is given of the eighteenth- and early nineteenth-century literature. In the European literature, saligrams were first described in 1743. The author of this report was Father Calmette, a French Jesuit missionary. The German translation of his work appeared in 1755 in Vienna. The Ammonite nature of saligrams was recognized as early as 1782 a by Sonnerat.

The second part is based on the Viennese text of 1755. It conveys the extent of our present-day knowledge about these cult objects of India.

Inhalt

A. Vorwort 72
B. Die Saligrame im Schrifttum des 18. und frühen 19. Jahrhunderts 75
1. Der Brief Pater Calmette's in der deutschen Fassung von 1755 75
2. Der Brief Pater Calmette's in den französischen Fassungen von 1743 und 1777 78
3. Sonnerat 1782 a, Abu'l-Fazl 1784 und Blumenbach 1803 80
C. Der Brief Pater Calmette's (1755) in heutiger Sicht 82
1. Name 82
2. Fundort, Fundschicht 82
3. Was ist ein Saligram? 84
4. Ammoniten 85
4a. Neubearbeitung von Saligramen 88
5. Chacrepani 90
6. Deutung der Inder 90
7. Deutung Calmette's 91
8. Durchbohrungen und Höhlungen 92
9. Beobachtungen auf Mauritius 92
9a. Die Frage nach der Versteinerung 94
10. Mythologie 94
11. Kult 95
12. Ausblick 97
Schriftenverzeichnis 98

A. Vorwort

Im Mai 1965 gelang es dem Verfasser, in Laibach Band IV des „Neuen Welt-Botts" zu erwerben, der in den Jahren 1748—1755 in Wien erschien. In diesem Pergament-Folianten sind Berichte von Missionaren der Gesellschaft Jesu aus „beyden Indien" enthalten (Abb. 1). Besonderes Interesse erweckte ein Brief von Pater Calmette, in dem er über den „in Indien so berühmten Stein Salagramam" berichtete. Da die beigefügte Tafel Ammoniten erkennen ließ, schien eine Beschäftigung mit diesem Thema lohnend.

Im Rahmen einer Vorlesung über die Geschichte der Geologie und Paläontologie im Wintersemester 1972/73 befaßte sich der Verfasser eingehender mit dem oben genannten Text. Seit dieser Zeit ging er allen Angaben über diese in Indien auch heute noch als Kultgegenstände verwendeten Steine nach. Die Arbeit schritt indes nur langsam voran; die Beschaffung der benötigten Literatur war schwierig und zeitraubend. Da die vorliegende Arbeit von der Geologie und Paläontologie her auch auf die Geisteswissenschaften übergreift, waren naturgemäß viele Fußangeln und Fallstricke zu umgehen. Dennoch empfand es der Verfasser als reizvolle

Aufgabe, von seinem eigenen Fachgebiet aus in die Geschichte der Naturwissenschaften und in die Volkskunde einzudringen.

Die Untersuchungen des Verfassers gehen vom Brief Pater CALMETTE's aus. In diesem Zusammenhang erwies es sich als notwendig, auch das übrige Schrifttum des 18. Jahrhunderts auszuwerten. Ein zweiter Schwerpunkt lag bei der neueren Literatur. Die Schriften des 19. und des frühen 20. Jahrhunderts wurden hingegen stärker vernachlässigt, um den Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht zu sprengen.

Allerhand
So Lehr- als Geistreiche
Brief, Schriften
Und
Reise-Beschreibungen,
Welche von denen
MISSIONARIIS
Der Gesellschafft JESU
Aus
Beyden Indien,
Und anderen
Über Meer gelegenen Ländern,
Meistentheils
Von A. 1730. bis 1740. in Europa angelanget seynd.
Aus Hand-schriftlichen Urkunden,
Und
anderen bewerthen Nachrichten
Zusammengetragen
Von
FRANCISCO KELLER,
Einem Priester derselbigen Gesellschafft.
Ein und dreyssigster Theil.
WIEN in Oesterreich,
Gedruckt und zu finden bey Leopold Johann Kaliwoda, auf dem Dominicaner-Plaz in seinem Buch-Gewölb, 1755.

Abb. 1: Frontispiz aus CALMETTE 1755.

Angaben über Saligrame, wie diese Steine heute genannt werden, sind zwar in zahlreichen Arbeiten enthalten, doch fehlt es an zusammenfassenden Darstellungen. Eine Ausnahme hiervon machen lediglich die Publikationen von KIRFEL (1935) und KOHL (1936). Merkwürdigerweise sucht man in manchen einschlägigen Werken über den Kult der Inder vergebens nach dem Begriff Saligram, so z. B. bei EHRMANN (1806) und NORK (1845). Auch LÜSCHEN (1968) führte die Saligrame in seinem Buch „Die Namen der Steine" nicht an. Um ein größtmögliches Maß an Information zu gewährleisten, wurden daher in der vorliegenden Arbeit auch längere Zitate in der jeweiligen Originalsprache wiedergegeben. Auf diese Weise sollte der Leser in den Stand versetzt werden, wichtige Textstellen selbst beurteilen zu können.

Neben der Auswertung von Literatur bietet die vorliegende Arbeit die Neubeschreibung von fünf Saligramen. Zwei weitere Vergleichsstücke stellte Herr Dr. H. K. ZÖBELEIN, München, dankenswerterweise zur Verfügung. Darüber hinaus konnten Ammoniten aus Muktinath in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie (Belegmaterial zu HELMSTAEDT 1969) und im Institut für Indologie und Iranistik der Universität München eingesehen werden. In diesem Zusammenhang sei Herrn Dr. G. SCHAIRER und Frau Priv.-Doz. Dr. A. METTE herzlich gedankt.

Für die Überlassung dreier Saligrame aus dem Kumaun-Himalaya sei Herrn Direktor Dr. M. V. A. SASTRY, Geological Survey of India, Calcutta, der verbindlichste Dank ausgesprochen. Dank gebührt ferner Herrn Dipl.-Geol. S. DATTA, gleichfalls Calcutta, für zwei Saligrame, welche in Benares gekauft wurden. Beiden sind außerdem briefliche Auskünfte zu verdanken.

Wertvolle Hinweise erhielt der Verfasser ferner von Herrn Prof. Dr. W. LANGER, Bonn. Herr Dr. G. SCHAIRER, München, übernahm die Bestimmung von Ammoniten. Frau Priv.-Doz. Dr. A. METTE, München, machte auf wichtige indologische Literatur aufmerksam. Herr Dr. H. K. ZÖBELEIN, ebenfalls München, steuerte Auskünfte bei, welche er auf einer Reise nach Nepal Ende 1976 einholte. Allen Genannten sei für ihre Mühe herzlich gedankt.

Frau I. HEROLD-VIEUXBLÉ und Herrn Dr. R. SCHERREIKS, beide München, dankt der Verfasser für Übersetzungen aus dem Französischen bzw. ins Englische. Herr M. DRESSLER, München, führte die photographischen Arbeiten wie immer zur vollsten Zufriedenheit aus.

Folgenden Damen und Herren ist ferner für schriftliche und mündliche Auskünfte sowie für Hilfe bei der Beschaffung von Literatur zu danken: Prof. Dr. K. W. BARTHEL, Berlin; Dr. S. N. BHALLA, Aligarh, Indien; Frau I. DUDZINSKI, München; Dr. R. FÖRSTER, München; Dr. V. J. GUPTA, Chandigarh, Indien; Dr. H. HÄUSSLER, München; Dr. L. HAPPEL, München; Dr. D. HELMCKE, Berlin; Prof. Dr. D. HERM, München; Prof. Dr. H. HÖLDER, Münster/W.; Frl. Dr. J. JUST, Erlangen; Prof. Dr. M. KAEVER, Münster/W.; Frau E. KÖSTLER, München; Dr. H. MALZ, Frankfurt a. M.; Priv.-Doz. Dr. N. SCHMIDT-KITTLER, München; Prof. Dr. M. SCHWARZBACH, Köln; Dr. U. v. STACKELBERG, Hannover; Frau H. STRAUSS, München; Dr. F. TRAUB, München; Prof. Dr. J. WIEDMANN, Tübingen; M. WÖRLE, München; H. WOLF, Cham; Dr. H. WOLFF, München und Dr. H. HELMSTAEDT, Kingston, Kanada.

Nicht zuletzt sei dem Redakteur dieser Festschrift, Herrn Dr. P. WELLNHOFER, für die Geduld gedankt, die er dem Verfasser bis zuletzt entgegengebracht hat.

B. Die Saligrame im Schrifttum des 18. und frühen 19. Jahrhunderts

1. Der Brief Pater Calmette's in der deutschen Fassung von 1755

Im folgenden wird der Text eines Briefes wiedergegeben, den der französische Jesuiten-Missionar Pater Calmette[2]) an seinen Mitbruder Pater J. B. Du Halde schrieb. Um die Originalität zu wahren, wurde darauf verzichtet, die Wiener Barocksprache eines Abraham a Santa Clara in die heutige Schriftsprache zu übersetzen. Das Anliegen, die in vieler Hinsicht aufschlußreichen Ausführungen einem breiteren Leserkreis möglichst vollständig zugänglich zu machen, erlaubte nur eine geringfügige Kürzung des Textes. Dennoch wurde die literarische Freiheit genommen, die einzelnen Teile des Briefes in eine geänderte Abfolge zu bringen. Im Zusammenhang damit wurden die Abschnitte numeriert, so daß sie im Kapitel C dieser Arbeit nach Stichworten kommentiert werden können.

Der so aufbereitete Text des Briefes lautet:

(1) „Euer Ehrwürden gelehrter Begierd genug zu thun, habe ich in gegenwärtigem Schreiben den schuldigen Bericht abzustatten von dem so genannten S a l a g r a m a m , oder Wurm-Stein, welcher hier Landes in dem Fluß Gandica gefunden wird".

(2) „Dieser Indianische Strom Gandica stürzet sich von einem hohen Gebürg herab, lauffet Nordwerts gegen Patna, und fliesset nahe bey dieser Stadt in den berühmten Ganges ein". — „Das Geburts-Ort dieser Steine sind die felsichte Oerter und Abfäll des Flusses Gandica, wo man in denen grösseren Felsen-Stücken, sofern man sie zerspaltet, den in ihnen verschlossenen S a l a g r a m a m findet".

(3) „Der S a l a g r a m a m ist ein harter, polirter, gemeiniglich schwarzer, zuweilen aber auch vielfärbiger, marmorirter Stein, einer runden, langlicht oder ovalen Figur, jezt nur auf einer, öffter auch auf beeden Seiten ganz platt". — „Der durchbohrte Stein des Flusses Gandica wird insgemein S a l a g r a m a m genennet. Seine verschiedene Gattungen haben Anlaß gegeben, daß ihme eine Menge verschiedener Namen beygeleget wurde. Ich habe bis sechzig gezehlet, die aber denen Gelehrten allein bekannt sind". — „ H i r a n n i a g a r b a m , ein Gold-Erz, ist eine Gattung des S a l a g r a m a m , so Gold-Adern hat; und diese gehöret zu der Gottheit des Brahma. C h i v a n a b a m , das ist, der Nabel des Abgotts Chivudu, nennet den Ursprung seines Namens von der Gottheit dieses Gözens".

(4) „Unter denen S a l a g r a m a m , die ich Euer Ehrwürden überschicke, ist jener, so aus allen der gröste ist, A n a n t o m u r t i genannt, sehr seltsam und kostbar. Man behielte ihn in einem silbernen Gefäß auf. Man siehet an ihm die Figur eines Schneckens so deutlich, daß ich glaube, eben diß genug zu seyn . . . G o p o l a m u r t i ist der anderte, oder der von der zweyten Grösse. Er hat nur

[2]) Herr Prof. Dr. K. Schatz SJ, Frankfurt a. M., teilte dem Verfasser am 25. 3. 1977 folgende biographische Daten mit: „Jean Calmette ist geb. am 5. 5. 1693 zu Rodez (Frankreich), trat am 4. 10. 1709 in den Jesuitenorden ein und war seit 1726 in der Mission von Pondichery in Indien; er war ein Kenner des Sanskrit und der brahmanischen Literatur. Sein Todesdatum wird mit Februar 1740 angegeben". Die Angaben stammen aus Koch, L.: Jesuiten-Lexikon, Paderborn 1934. Herrn Prof. Schatz sei für seine Auskunft herzlich gedankt.

eine einzige Höhle; hatte auch nur einen einzigen Schnecken. Der rundeste heist Chivanabam, und ist mit einer Kreys-Figur, welche die Indianer den Nabel nennen, gezeichnet . . . Der vierte Salagramam, oder der von der vierten Grösse, zeiget auf der platten Seite ganz kenntlich die Figur eines Schneckens. Man konte eben glauben, da man den Stein ansiehet, ein Schneck gehe, und trage sein Haus auf dem Rucken fort. Der kleineste, Cachamurti genannt, hat zwey Höhle, so durch ein Band vereiniget werden".

(5) „Es gibt eine Gattung des Salagramam, Chacrepani genannt, die auf beyden Seiten platt seyn, auf einer aber acht oder zehen ganz gleich entfernete und vollkommen regelmässige Ausholungen haben. Ich zweifle nicht, es habe daselbst ein kleines Fischlein gegeben, aber demjenigen Wurm oder Schnecken ungleich, der den Stein in Gestalt einer Muschel krümmet. Wegen dieser Gestalt konte man billig den Chacrepani eine entweder von Natur steinerne, oder in einen Stein verwandlete Muschel nennen. Wann aber der Chacrepani? warum konten nicht auch die übrige Salagramam Muschel seyn?".

(6) „Was in dem Gandica das sonderbareste ist, sind gewisse Stein (die Salagramam, der Verf.), welche, wie man vorgibt, von einem Wurm, der sich in ihnen aufhaltet, solten durchbohret, und durch sein immerwährendes Herumwelzen in eine runde Figur, die warhafftig mit Verwunderung anzusehen ist, gestaltet werden". — „Das Ungeziffer, so sich in selben aufhaltet, halten die Indianer für einen Wurm, den sie jezt Suvarnakitam, oder, den Gold-Wurm: jezt den Vaprakitam, oder, den Diamant-Wurm: bald aber den Praestarakitam (im Original Praestaratikam, der Verf.), oder, den Stein-Wurm nennen" . . . „Die Indianer meinen, daß der Wurm . . . den Stein ausnage, entweder, um sich daselbst bequemen Raum zu machen, oder sich aus selbem zu nähren".

(7) „Ich meines Theils, weiß nicht, ob man das Thierlein, welches in der That in dem Stein gefunden wird, besser einen Wurm oder einen Fisch nenne. Daß es ein Wurm seye, zweifle ich sehr; und wann man von der Meinung deren Indianern abweichen durffte, wolte ich lieber zugeben, daß man es für einen Fisch hielte: zum gründlichsten doch wurde von der Sach jener reden, der selbes einen Schnecken benamsete, und dieses wegen der Figur, Lager und vielfältigen Kreysen, so man an denen Steinen anmercket. Ubrigens, seye es, was es wolle, so hat es seinen Schweiff in dem Mittel-Punct dieser Kreysen: den Bauch an dem Ort, wo der Stein am meisten hohl ist: den Kopf aber bey der Mündung deren Ausholungen, durch welche es auch die Nahrung, so ihme die Wellen zuführen, an- und einnehmet. Der ganze Raum, den der Leib des Thierleins ausfüllet, ist in gleich weit von einander entfernete, und von dem Mittel-Punct in den Umkreys gezogene Linien eingetheilet, doch also, daß diese sich hin und wieder durchschneiden und unterbrechen. An eben diesen Linien klebet das Thierlein ganz vest an; aus dem man schliesset, daß selbes an seinem Leiblein viele Falten haben müsse".

(8) „Ich will eben nicht widersprechen, daß die Figur und Ausholungen gewisser Steinen, so da scheinen ausgenaget zu seyn, das Werck einiger Würmer seye; doch müsten diese Würm unterschieden seyn von jenen Thierlein, welches die Rundungen und Circul, von denen ich geredet habe, machen sollen. Ich glaube, man wurde am besten die Ursach jener Ausholungen, die nicht regelmässig seyn, geben, wann man sagte, daß, weil der Salagramam vest an dem Felsen, in welchem er gestaltet wird, anklebet, und die Spize des Felsens ohne Ordnung durch den Stein, der mit ihme wachset, eindringen, daß, sprich ich, diese Spize, da sie ge-

stumpfet werden, jene ungeordnete Ausholungen hinterlassen, deren Ursach hier gesuchet wird".

(9) „Ich habe auf denen Felsen der Insul von Franckreich Muscheln gesehen, welche, ob sie schon dem Salagramam nicht gleichen, uns doch zu dessen Erkanntnuß eine Anleitung geben. Diese Muscheln findet man in denen äussersten Theilen deren Felsen, so aus dem Wasser hervorragen, und sind nichts anderes, als eine zusamm-geronnene Materie, voll deren kleinen Löchlein, deren jedes ein Müschlein ist, und alle zusammen eine Gattung eines Sand-Steins, den man, so viel mir bewust, den Meer-Stein nennet, ausmachen. Der Fisch, so sich darinn befindet, nähret sich von der Meer-Fette, oder von dem Meer-Wasser, welches durch das Häutlein, mit dem die Muschel bedecket ist, eindringet und gleichsam durchgeseihet wird; fast eben also, wie sich die Fischel in denen Muscheln, die an das Steyer-Ruder deren Schiffen ankleben, zu nähren pflegen. Dieser Muschel-Stein kommet in vielem überein mit dem Chacrepani, den ich jezt beschrieben habe. Er ist in dem Fels eingeschlossen, also, daß man genöthiget ist, selben zu spalten, um den Muschel-Stein heraus zu bekommen. Vielleicht aber wird er mit der Zeit zu Stein? dieses ist eben das, was ich nicht entscheiden will. Solte es aber deme also seyn, könte man ihn eine neue Gattung des Salagramam nennen".

(10) „Eine Fabel, so in der Nordlichen Seite dieses Lands überall ausgebreitet ist, gibet vor, daß der GOTT Vichnu in einen solchen Wurm und Stein seye verwandlet worden: die Sach, sagen sie, habe sich auf folgende Weis zugetragen: Als Vichnu einstens die Ehe-Frau eines seiner Verehrer besuchte, und von unziemlicher Liebe überwunden, dem Weib Gewalt anthate, seye der Mann, um sich an dem Ehebrecher zu rächen, mit folgenden Worten wider ihn in einen Fluch ausgebrochen: Du sollest als ein Wurm auf die Welt kommen, und nichts, als Stein, zu nagen haben. Der Fluch habe auch seine Würckung gehabt, also, daß Vichnu in der Gestalt eines Wurms gebohren wurde". — „Ein anderesmal, als Vichnu, in Gesellschafft des Brahma und Chivudu, nicht ohne Verwunderung vernommen, wie Gandica, eine wegen ihrer ausbündigen Schönheit berühmte Nymphe, nicht weniger wegen ihrer wundernswürdigen Sanfftmut von allen gepriesen werde, beliebte es diesen Göttern um die Sanfftmut der Nymphe zu prüffen, sie, in verstellter Person zu besuchen. Sie tratten zu ihr mit einer so unhöflichen Ungestümme und bäurischer Ungeschicklichkeit, daß die sanfftmütigste Gandica billig zum Zorn hätte sollen bewogen werden. Da aber das mildeste Gemüt nicht die geringste Erbitterung zeigte, wurden die drey Gottheiten von dieser so ungemeinen Gelassenheit dergestalten eingenommen, daß sie ihr ihre Gottheiten zu erkennen gaben, und versprachen, sie zur Mutter zu erwählen, und aus ihr zur Welt gebohren zu werden: zu welchem End sie dann die Nymphe in den Fluß Gandica verwandlet, aus welchem jezt obgedachte drey Gottheiten, unter der Gestalt des Salagramam öffters gebohren werden".

„Viele aus denen Indianern . . . sind in eine Verwunderung, und aus selber in den Irrwohn verfallen, daß sie, dem Wurm, der selbe so künstlich ausgearbeitet, einen Verstand beygemessen; ja einige haben gar geglaubet, daß etwas Göttliches den Stein bewohnen müsse. So halten die Nordseitliche Inwohner dieses Lands ganz ungezweifelt darvor, daß in denen verschiedenen, so ordentlich eingetheilten Linien des Steins auch verschiedene mindere Götter, die sich sonst in dem Himmel des Vichnu aufhalten, ihren Wohnsiz hätten. Die Dovarapalacula, oder die Porten-Götter, sagen sie, sizen bey dem Eingang, und so fort von denen anderen".

(11) „Die Indianer machen vieles Wesen aus diesen Steinen, und handeln mit selben von einem End des Indiens bis zum anderen. Die Brachmänen bewahren selbe in kupfer- oder silbernen Gefässen, und pflegen ihnen, als Gözen, täglich zu opferen". — „Das Opfer, mit dem die Brachmanen den S a l a g r a m a m ehren, bestehet in dem, daß sie ihn mit denen Zweigen von Sandel-Bäumen umflechten, mit denen sie sich selbst zu zieren pflegen. Ferners füllen und streichen sie ihn mit Oel an: sie waschen ihn: sie verrichten auf ihn ihre Opfer: sie sezen ihm eine Malzeit von Butter, Milch, Zucker, gewisser Gattung derer Feigen und Milch-Topf auf, welches sie P a m c h a m r u t a m, oder die Malzeit von fünf Trachten nennen: sie beehren ihn mit denen Worten, die in dem Vedam zum Lob des Vichnu geschrieben, und schreyen ihm zu: Gottheit von tausend Köpfen: von tausend Augen: von tausend Füssen: und dieses vielleicht in Ansehen deren unzählige Ausholungen, Linien und Löchlein, so man in dem S a l a g r a m a m beobachtet".

(12) „Ich melde nichts von der Art, wie der Stein, so unter dem Namen S a l a g r a m a m bekannt ist, sich gestalte. Die Sach zu erläutern, hätte es einen geschickt- und fähigen Naturs-Kündiger nöthig, der eine Reis nach dem Gandica-Fluß vornehmete, und das nähere hiervon in die Erfahrung brächte".

Soweit der Worte des Pater CALMETTE. Seinen Ausführungen ist eine Kupfertafel beigefügt, welche auf Taf. 7, Fig. 1 dieser Arbeit verkleinert wiedergegeben ist. Sie trägt am linken unteren Rand den Vermerk „Jo. Christoph Winkler, Sc.". Damit ist der Name des Stechers bekannt. Die Abbildungen werden auf S. 85—86 erläutert.

2. Der Brief Pater CALMETTE's in den französischen Fassungen von 1743 und 1777

Auf der Suche nach älterer Literatur über Saligrame stieß der Verfasser auf eine Anmerkung bei BLUMENBACH (1803, Fußn. k auf S. 22). Eine Überprüfung dieses Zitats („Lettres édifiantes. T. XXVI. ed. Paris. 1743. p. 399 sq.") führte zu einer französischen Fassung des im vorhergehenden Kapitel behandelten Briefes von Pater CALMETTE. Da sein Autor Franzose war, stellt diese Schrift das Original des Missionsberichtes dar. Der Wiener Text von 1755 ist demnach nur eine spätere Übersetzung in die deutsche Sprache. Beide Veröffentlichungen sind im Abstand von zwölf Jahren erschienen.

Auch der Ausgabe von 1743 ist eine Kupfertafel beigegeben. Ein Vergleich mit dem in Wien reproduzierten Stich zeigt, daß beiden Tafeln eine gemeinsame Zeichenvorlage zu Grunde liegt. Die Zahl und Anordnung der einzelnen Saligrame stimmen völlig überein. Geringfügige Abweichungen in der Ausführung lassen aber auf einen anderen Stecher schließen. Sein Name ist allerdings nicht bekannt.

Eine vergleichende Studie beider Texte ließ keine wesentlichen Unterschiede in der Aussage erkennen. Ein näheres Eingehen auf die französische Urschrift hätte demnach fast ausschließlich philologisches Interesse. Ein ausführlicher Textvergleich würde außerdem den Rahmen der vorliegenden Arbeit sprengen. Es sei lediglich erwähnt, daß der „Stein" des Flusses Gandica mehrmals „caillou" (= Kiesel, Kieselstein, also Geröll) genannt wird. Ferner trifft man die Bezeichnungen „caillou vermoulu" und „caillou percé" an, welche auf einen im Gestein bohrenden Wurm hinweisen. Dieser wird gelegentlich auch als „insecte" angeführt. Im deutschen Text hatten wir hierfür u. a. neutrale Ausdrücke wie „Ungeziffer" und „Thierlein" kennengelernt.

Es hat den Anschein, als sei der Bericht Pater CALMETTE's die erste Veröffentlichung über Saligrame in der europäischen Literatur. In den barocken Sammelwerken von VALENTINI (1714, S. 8—9, Taf. 3—4) und SCHEUCHZER (1731, S. 70—72, Taf. 56, 59) konnten jedenfalls keinerlei Hinweise auf diese Gegenstände gefunden werden. Beide Autoren hätten dieses Thema sicherlich begierig aufgegriffen und die Objekte bereitwilligst dargestellt, wenn sie ihnen bekannt gewesen wären. Der Beschreibung und den Abbildungen der von Pater CALMETTE gesammelten Stücke kommt daher ein hoher Wert zu. Es ist das Verdienst des genannten Missionars, einen sehr anschaulichen und ziemlich erschöpfenden Bericht über die „Heiligen Steine" Indiens geliefert zu haben. Daß in ihm Brahma, Vishnu und Shiva eine „fausse Trinité" der Inder genannt werden und die Verehrung der Saligrame als „idolatrie" abgetan wird, ist von der Sicht eines Jesuiten her nur zu verständlich. —

Herr Prof. Dr. W. LANGER, Bonn, machte den Verfasser auf eine weitere Textstelle in der französischen Literatur des 18. Jahrhunderts aufmerksam. In der berühmten Enzyklopädie von DIDEROT & D'ALEMBERT (1777, S. 705—707) wurde der Brief Pater CALMETTE's erneut abgedruckt. Er fand unter den Stichworten „Histoire naturelle" und „Superstition" (Aberglaube) Aufnahme. Das erwähnte vielbändige Werk, das in den Jahren zwischen 1751 und 1780 erschien, gilt als Grundlage der Aufklärung und damit des französischen Rationalismus. Es bereitete der Französischen Revolution den geistigen Weg.

Der Brief Pater CALMETTE's wurde gegenüber der Fassung von 1743 nur unwesentlich gekürzt bzw. verändert. Er enthält, im Gegensatz zu den beiden anderen Texten, Hinweise auf die beigefügte Kupfertafel (Suppl. Taf. 3). Auch sie wurde nach einer gemeinsamen Vorlage gestaltet und von einem gewissen BÉNARD gestochen. Sie schließt sich enger an den Stich von 1743 als an den Wiener Druck an (vgl. z. B. Fig. 5).

Somit ward dem Brief Pater CALMETTE's eine mehrfache literarische Würdigung zuteil. Die Vorlage für die Tafel wurde wohl nur einmal gezeichnet, jedoch dreimal in Kupfer gestochen. Dabei sind die Namen zweier Künstler (WINKLER, BÉNARD)[2a]) der Nachwelt überliefert.

[2a]) Robert BÉNARD, geb. 1734 in Paris, war ein „unbedeutender" Kupferstecher, der u. a. für die Enzyklopädie von DIDEROT & D'ALEMBERT beschäftigt war (THIEME, U. & BECKER, F.: Allgemeines Lexikon der Bildenden Künstler von der Antike bis zur Gegenwart, **3**, S. 292, Leipzig 1909). — Im Wien des 18. Jahrhunderts wirkten zwei Stecher namens WINKLER (1701 — um 1770 bzw. 1720—1797). Der erstere war als Universitäts-Kupferstecher bekannt und schuf u. a. Landkarten (Ibidem, **36**, S. 66, Leipzig 1947).

Sonnerat (1782 a, S. 173—174), seines Zeichens „Commissaire de la Marine" und „Naturaliste Pensionnaire du Roi", beschrieb die Saligrame als ovale oder runde, ein wenig abgeplattete Steine von gewöhnlich schwarzer, manchmal auch violetter Farbe. Er verglich sie mit einem „pierre de touche" (Probierstein aus Basalt oder schwarzem Kieselschiefer zur Bestimmung des Goldgehaltes von Legierungen). Die Saligrame sind im Inneren hohl. Die Wände der Hohlräume erscheinen mit Spiralen bedeckt, die zur Mitte spitz zulaufen. Bei manchen Saligramen berühren sich diese Spitzen.

Ähnlich Calmette berichtete auch Sonnerat von der Vorstellung vieler Inder, daß das Gestein von einem Würmlein („vermisseau") zernagt werde, um in ihm eine Wohnstatt für Vishnu anzulegen. Andere sähen in diesen Spiralen „la figure de son Chacran" (= „Rad"). Hier wird wohl auf das „Götterrad" des Vishnu angespielt. Sonnerat aber setzte in aller Deutlichkeit hinzu: „Elle n'est autre chose qu'une coquille pétrifié du genre des cornes d'Ammon".

Sonnerat ist somit der erste, der die Saligrame als Versteinerungen von Ammonshörnern erkannte. Ihm lagen allerdings nur Hohlformen und keine Steinkerne vor. Dieser Erhaltungszustand wurde gute zwanzig Jahre später von Blumenbach (1803, Taf. 2, Fig. 7) im Bild festgehalten. Seine Abbildung veranschaulicht deutlich den Text Sonnerat's von den „spirales qui se terminent en pointe vers le milieu; dans plusieurs, ces deux pointes se touchent" (vgl. hierzu Abb. 2).

Der französische Autor führte ferner aus, daß die Saligrame im Fluß Cachi, einem Nebenarm des Ganges, gefunden werden. Nach Ansicht der Inder stellen sie, je nach der Färbung des Gesteins, verschiedene Inkarnationen des Gottes Vishnu dar. Die Saligrame werden von Priester und Volk verehrt. Das Wasser, das mit Saligramen in Berührung gekommen ist, gilt als heilbringend. Nach Sonnerat sind die Saligrame Vishnu heilig. Das Attribut des Gottes Shiva, des „Dieu destructeur", sei hingegen das Lingam (vgl. hierzu S. 97). —

Im Jahre 1784 erschien in Calcutta der zweite Band eines dreibändigen Werkes, das auf Abu'l-Fazl[3]) zurückgeht. Abu'l-Fazl (1551—1602) war der Hofschreiber des Großmoguls Akbar, der seine Herrschaft 1556 antrat. Während seiner Regierungszeit erlebte Indien eine wirtschaftliche und kulturelle Blüte (vgl. hierzu Kabir 1963, S. 31—32). Hervorzuheben ist ferner die religiöse Toleranz dieses bedeutenden Staatsmannes. Abu'l-Fazl beschrieb in dem Buch „Ain-I-Akbari" die Administration seines Reiches. Dieses persisch geschriebene Werk wurde zweihundert Jahre später von Francis Gladwin ins Englische übersetzt.

Im zweiten Band dieser englischen Ausgabe (1784, S. 29—30) sind folgende Angaben über die Saligrame enthalten: „Salgram, is a black stone which the Hindoos hold sacred, paying great adoration to it. The criterions of it's excellence are roundness, smallness, and an oily appearance. According to the difference of their forms, they have various names and properties ascribed to them. Some of these stones are perforated with one or more holes, and some are quite perfect.

[3]) Sein Name wird auch Abu L-Fadl b. Mubarak Allami geschrieben (Auskunft der Orientalischen Sammlung der Bayerischen Staatsbibliothek München).

They contain some gold ore. Some pretend that a worm is breed in the stone, which eats it's way through, and others say that a worm makes a passage into the stone. The Hindoos have written a large book upon the properties and virtues of this stone. It is a tenet of their religion, that any Idol which is mutilated, thereby loses all sanctity, excepting these stones which although broken, retain their efficacy. They are found in the river Sown, at the distance of forty coss[4]) from the source".

Da diese Veröffentlichung kaum zugänglich ist, wurde das Zitat unverkürzt wiedergegeben. Herr Dipl.-Geol. S. Datta, Calcutta, stellte es dem Verfasser freundlichst zur Verfügung. Ihm sind auch die Angaben über Abu'l-Fazl selbst zu verdanken. Des weiteren wies Herr Datta (Brief vom 22. 12. 1975) auf das altindische Buch „Padmapuran"[5]) hin, in dem ebenfalls Saligrame abgehandelt werden (vgl. hierzu S. 87). Herrn Datta sei für seine Bemühungen auch an dieser Stelle verbindlichst gedankt.

Der Göttinger Zoologe Blumenbach (1803, S. 21—22, Taf. 2, Fig. 7) führte schließlich einen *„Ammonites sacer"* in die Literatur ein. Er erhielt das von ihm abgebildete Stück von einem Feldgeistlichen namens A. M. Langstedt, der das unter englischer Führung in Indien kämpfende Hannoveraner Heer begleitete („Exemplum quod exhibeo retulit et Indiis, et supellectilem meam oryctologicam eo ditauit cl. Langstedt A. M. quondam exercitus Hannouerani in Indiis militantis sacerdos"). Wie schon oben ausgeführt, liegt nur ein Hohldruck eines Gehäuses vor („quod cauitatem monstrat extypo elegantis ammonitae insignem"). Abb. 2 dieser Arbeit stellt eine Reproduktion des *„Ammonites sacer"* dar.

Hier sei der Streifzug durch das alte Schrifttum abgebrochen, da die Ammoniten-Natur der Saligrame bereits erkannt ist. Die meiste Literatur des vorigen Jahrhunderts wäre demnach nur ein Ballast für die vorliegende Arbeit. Auf die jüngeren Veröffentlichungen über Saligrame wird im folgenden Kapitel eingegangen werden.

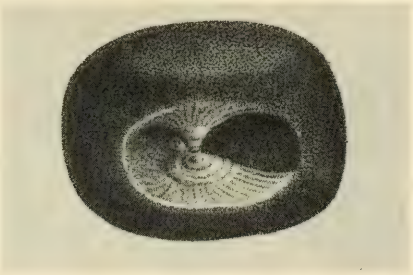


Abb. 2: *Ammonites sacer* aus Blumenbach 1803, Taf. 2, Fig. 7.

[4]) 1 coss = etwas mehr als 3 km.

[5]) Eine Transliteration, Übersetzung und teilweise Ausdeutung altindischer Texte, welche sich mit Saligramen befassen, ist dem Bonner Indologen Kirfel (1935, S. 167—172) zu verdanken.

C. Der Brief Pater Calmette's (1755) in heutiger Sicht

Um der Vielseitigkeit des Briefes von Pater CALMETTE gerecht zu werden, wurde sein Text nach einzelnen Gesichtspunkten geordnet (S. 75 usf.). Die einzelnen Abschnitte erhielten Nummern, die mit den in diesem Kapitel verwendeten übereinstimmen.

1. Name

Der Ausdruck Salagramam gilt heute als veraltet. Die modernen Inder gebrauchen fast ausschließlich die Bezeichnung „saligrams". Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn S. DATTA, Calcutta, wäre sogar der sprachlichen Form „salgram" der Vorzug zu geben. Im vorliegenden Text soll die deutsche Fassung „Saligram" bzw. „Saligrame" (sprich Schaligrame) Verwendung finden.

Der Begriff leitet sich von dem für heilig gehaltenen Dorf Śālagrāma ab, das am Fluß Gandaki liegt (BÖHTLINGK & ROTH 1875, S. 156; KIRFEL 1935, S. 165). Pate für diese Benennung stand der Śāla-Baum *(Vatica robusta)*. Im nepalesischen Sprachgebrauch wird außerdem der Oberlauf des Gandaki als „Salagrammi" bezeichnet (PASCOE 1959, S. 1177; ferner briefliche Mitteilung der Herren Dr. V. J. GUPTA, Chandigarh, und M. V. A. SASTRY, Calcutta). Bei DEY (in KOHL 1936, S. 433) findet sich ferner die Schreibweise „Salagrami".

2. Fundort, Fundschicht

Aus dem Namen Gandica, dem Κονδοχάτης der Griechen (KIRFEL 1935, S. 165), ist heute Gandaki (auch Gandak oder Gandhak) geworden. Der Oberlauf dieses Flusses wird meist Kali Gandaki (mit oder ohne Bindestrich), seltener Krishna Gandaki genannt (HELMSTAEDT 1969, S. 64). Kali bedeutet schwarz. Krishna wurde von EHRMANN (1806, S. 122) mit schwarz oder dunkelblau übersetzt. Diese Namen spiegeln wohl die dunklen, düsteren Farben der aufgeschlossenen Gesteine wider. Eine weitere Bezeichnung ist Thakkhola (HAGEN 1960, S. 709). Auf die nepalesischen Benennungen Salagrammi bzw. Salagrami wurde bereits oben hingewiesen. Damit genug der Synonymie dieses indischen Flusses.

Der Gandaki ist ein linker Nebenfluß des Ganges; er mündet bei Patna in diesen Strom. Auf seinem Lauf von Nord nach Süd durchquert er die Gebirgsketten des Himalaya und das nepalesische Hochtal. Die von ihm gegrabene Schlucht gilt als eine der größten der Erde. Der Gandaki wird von sieben Quellflüßchen (Sapta-Gandaki) gespeist; die meisten von ihnen entspringen den Hängen des im Westen gelegenen Dhaulagiri, des „Weißen Berges" (8168 m). Im Osten ragt ein weiterer Riese, das Annapurna-Massiv (8087 m), auf[6]). Der Hauptast des Gandaki reicht hingegen weit nach Norden, bis nahe an die Wasserscheide zum Brahmaputra (KOHL 1936, S. 432; HELMSTAEDT 1969, Abb. 1 auf S. 64). An ihm liegt der Ort Muktinath, der durch seinen Tempelbezirk berühmt geworden ist. Der Gandaki ist demnach ein Dreiländerfluß; Tibet, Nepal und Indien haben an ihm Anteil.

[6]) Diese Zahlen werden nur mit Vorbehalt mitgeteilt, da die in den zu Rate gezogenen Werken enthaltenen Höhenangaben erheblich voneinander abweichen.

Weit weniger bekannt als der Gandaki sind Flüsse, welche ebenfalls Gebirgsschutt aus dem Norden heranführen. So wurde im alten Schrifttum der Fluß Sown genannt (S. 81), der nach S. DATTA (briefliche Mitteilung) nicht mit dem Gandaki ident ist. Auf dem Kärtchen von HELMSTAEDT (1969, Abb. 1 auf S. 64) ist ferner ein Fluß Gogra eingetragen, welcher wohl ein ähnliches Einzugsgebiet wie die beiden erwähnten Flüsse besitzt.

Die „felsichte Oerter und Abfäll des Flusses Gandica" zeigen sich dem Geologen als Aufschlüsse „dunkler bis blauschwarzer Schiefer"[7]), welche tektonisch stark gestört sind und infolge ihres Eisengehaltes bräunlich verwittern (HELMSTAEDT 1969, S. 65). Ihnen sind massenhaft „septarienartige Geoden" eingelagert, deren Durchmesser vom cm- bis zum m-Bereich schwankt. BORDET et al. (1964, S. 415) bezeichneten diese Gesteine als „schistes carburés à miches", BODENHAUSEN et al. (1964, Tab. auf S. 102) beschrieben sie als „blackish siltstones and shales with thin sandstone intercalations and concretions". Die Konkretionen, welche im frischen Zustand schwarz erscheinen, enthalten im Kern häufig Ammoniten, seltener andere Fossilien. Außerdem wurde Pyrit, Kalk- und Eisenspat sowie Eisenglanz beobachtet.

HELMSTAEDT (1969, S. 65) nannte diese, der Tibetanischen Serie des Himalaya angehörenden Gesteine „Schiefer von Muktinath". Vor ihm prägte HAGEN (1960, S. 714) bereits den Begriff „Saligramserie". Diese Schichtbezeichnung wurde in der Folgezeit von holländischen und japanischen Geologen als „Saligram formation" übernommen (BODENHAUSEN et al. 1964, S. 110, Tab. auf S. 102; OHTA et al. 1973, Abb. 5 auf S. 169).

Die Ammonitenfauna der Saligram formation wurde zuletzt von HELMSTAEDT (1969) beschrieben. Seiner Bearbeitung lagen eigene Aufsammlungen aus dem Jahre 1962 zu Grunde. Die Funde stammen aus der Umgebung von Muktinath. Neben der sehr häufigen Gattung *Blanfordiceras* wurde auch das Genus *Aulacosphinctoides* (s. unten) bestimmt. Beide gehören der Überfamilie der Perisphinctacea an (ARKELL, KUMMEL & WRIGHT 1957, S. L 329, L 352). Das Alter der Fundschicht reicht vom Oberen Jura bis in den tieferen Teil der Unterkreide.

Somit entspricht die Saligram formation den weithin bekannten Spiti-Schiefern, deren Stratotyp im Spiti valley, ca. 600 km NW des Gandaki-Gebietes liegt. Die Angabe HÖLDER's (1964, S. 498), die Spiti-Schiefer vom Oberlauf des Kali Gandaki würden von der „kretazischen" Saligram-Serie überlagert, trifft demnach nicht zu. In seiner „Indian Stratigraphical Nomenclature" beschrieb GUPTA (1973, S. 95—96) diese Gesteine als „splintery black and micaceous shales containing numerous concretions, the core of which in most cases has a well-preserved ammonite". Er fügte hinzu: „These shales have uniform lithology and are exposed in parts of Kumaun, Garhwal, Nepal and Pakistan in addition to their occurrence in Spiti. These shales have yielded rich collection of ammonites and other fossil groups on the basis of which Portlandian to Purbeckian age is assigned to them. These are divided into three zones, i. e. *Belemnites,* Chidamu and Lochambal Beds". Die Dreigliederung der Spiti-Schiefer geht bereits auf GRIESBACH (1891, S. 75 usf.) zurück.

In einer späteren Arbeit befaßte sich GUPTA (1975, S. 4—5, 57—60, 84—86) ausführlicher mit den Spiti-Schiefern. Er stufte sie nun in den Zeitbereich Ober-Oxford — Berrias ein. Die Schichten mit *Belemnopsis gerardi* gehören dem Oberen Oxford, die Chidamu-Schichten der Zeitspanne Ober-Kimmeridge — Unter-Tithon

[7]) Diese Gesteinsbezeichnung wird hier nicht im streng petrographischen Sinn verwendet.

und die Lochambal Beds dem Ober-Tithon bis Berrias an. Bezeichnend für die Spiti-Schiefer ist ihre auf weite Erstreckung hin gleichbleibende lithologische und faunistische Entwicklung. Sie stellen daher einen ausgezeichneten Leithorizont für die Geologie der Himalaya dar (vgl. hierzu PASCOE 1959, S. 1170 usf.).

Die außerordentlich reiche Cephalopodenfauna der Spiti-Schiefer fand in UHLIG (1903, 1910) einen meisterhaften Bearbeiter[8]). Den Grundstock für seine Monographie bildeten Aufsammlungen, welche von C. DIENER, C. L. GRIESBACH und C. S. MIDDLEMISS auf einer gemeinsamen Expedition im Jahre 1892 durchgeführt wurden. Der Vollständigkeit halber ist hier auch noch die Veröffentlichung von STEIGER (1914) zu erwähnen.

3. Was ist ein Saligram?

Als Saligrame werden gewöhnlich Flußgerölle von Konkretionen bezeichnet, welche aus den verhältnismäßig weichen Schiefern der Saligram formation bzw. aus den Spiti shales ausgewaschen wurden. Im Regelfall schließen sie einen oder mehrere Ammoniten, weit seltener andere Fossilien ein. Manchmal wird auch ein fossilfreies Geröll mit dem Namen Saligram belegt. Andererseits wird dieser Begriff gelegentlich sogar auf die Ammoniten selbst beschränkt.

Die Form der Gerölle ist überwiegend kugelig bis eiförmig. Manche erscheinen hingegen auf einer oder auf zwei Seiten abgeplattet. Die meisten Saligrame sind relativ klein. Ihr größter Durchmesser beträgt fast immer nur einige cm.

Je nach Beschaffenheit des Gesteins besitzen die Saligrame eine glatte oder löcherige Oberfläche. Kavernöse Gerölle sehen manchmal wie zerfressen aus. Ihre „Höhlungen" sind z. T. durch Herauslösen weicherer, mergelreicherer Partien während des Transports entstanden. Es treten aber auch primäre Hohlräume auf (vgl. hierzu S. 92). Ein derartiges narbiges Geröll wurde bereits von Pater CALMETTE abgebildet (Exemplar 1 auf Taf. 7, Fig. 1).

Infolge Verwitterung kommt der schalige Aufbau mancher Geoden gut zum Ausdruck. Durch teilweises Abplatzen der äußeren Schale können nabelartige Gebilde entstehen. Hierher gehört die Saligram-Spielart „Chivanabam" („Nabel des Shiva"), die uns CALMETTE ebenfalls überlieferte (Exemplar 3 auf Taf. 7, Fig. 1).

Vielen Saligramen ist ein matter Glanz eigen; nicht wenige erscheinen poliert. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß manche Gerölle nachträglich von Menschenhand veredelt wurden. So sind z. B. alle dem Verfasser vorliegenden Saligrame angeschliffen. Außerdem wird die Oberfläche durch kultische Handlungen (z. B. Salben) verändert. Es bildet sich allmählich eine Patina heraus.

Ein weiteres wichtiges Merkmal der Saligrame ist ihre Farbe. Die Mehrzahl von ihnen besteht aus schwarzen kieseligen Kalken. Nicht selten werden die Gerölle von Klüften durchzogen, welche mit Kalzit ausgefüllt („verheilt") sind. Diese weißen Rupturen heben sich scharf vom dunklen Untergrund ab und erzeugen ein marmoriertes Aussehen (Taf. 8, Fig. 1, 3a). In Fig. 2 auf Taf. 8 ist ferner ein

[8]) Eine sehr frühe Darstellung von Fossilien aus dem Himalaya ist EVEREST (1833) zu verdanken. Der von diesem Autor in Fig. 3 auf Taf. 1 abgebildete Ammonit weist eine frappierende Ähnlichkeit mit *Aulacosphinctoides* cf. *infundibulus* (UHLIG) der vorliegenden Arbeit auf (Taf. 7, Fig. 2).

Saligram abgebildet, das eine primäre Wechsellagerung eines grauen Kalks mit schwarzen, tonreicheren Schichten erkennen läßt. Allerdings ist nicht ganz sicher, ob dieses Geröll aus der Saligram formation stammt (vgl. hierzu S. 89).

Neben Kalzit, der häufig als Folge tektonischer Beanspruchung auftritt, spielt Pyrit eine große Rolle (z. B. HAGEN 1960, S. 714). Dieses gelbe Mineral wurde in der älteren Literatur mit Gold verwechselt. So berichtete CALMETTE von einem „Hirannia garbam" („Golderz") genannten Saligram (S. 75). Durch Zersetzung des Schwefeleisens entsteht Brauneisen, das durch rötliche bis bräunliche Farben gekennzeichnet ist. Violette Farbtöne sind möglicherweise auf eine Beimengung von Mangan zurückzuführen. Auf die Bedeutung der einzelnen Farben für die Typisierung der Saligrame wies bereits KOHL (1936, S. 434—435) hin. Nicht unerwähnt mag bleiben, daß Saligrame gelegentlich auch bemalt werden, um die optische Wirkung der Umgänge zu steigern (l. c., S. 436).

4. Ammoniten

Neben den anorganischen Merkmalen prägen Fossilien, fast immer Ammoniten, den Charakter eines Saligrams. So erwähnte bereits Pater CALMETTE „die Figur eines Schneckens"; namentlich führte er die Saligrame „Anantomurti" (ananta = unendlich, mannigfach; murti[9]) = Gestalt) und „Gopolamurti" („Hirtengestalt") an. Auf seiner Tafel läßt das Exemplar 1 zwei Ammonitenabdrücke erkennen (Fig. 1 auf Taf. 7). Die Saligrame 4 und 5 zeigen hingegen nur je eine Versteinerung.

In diesem Zusammenhang darf noch einmal daran erinnert werden, daß schon SONNERAT (1782a) die Ammoniten-Natur der Saligrame erkannte und daß BLUMENBACH (1803) die Hohlform eines Fossils als *„Ammonites sacer"* beschrieb (vgl. hierzu S. 80—81).

Die morphologischen Eigenschaften der Ammoniten-Gehäuse sind sehr vielseitig. Die meisten Gattungen sind mehr oder weniger weitnabelig, also evolut. Allerdings fehlen auch involute Formen nicht. Die Zahl der äußerlich sichtbaren Umgänge ist daher gewissen Schwankungen unterworfen. Die Oberfläche der Gehäuse erscheint entweder glatt oder mit Skulpturen versehen. Rippen und Knoten sind häufig anzutreffen. Die Rippen können schmal und schneidend, aber auch breit und wulstartig geformt sein. Einen guten Überblick über die gebotenen Möglichkeiten verschafft das Tafelwerk von UHLIG (1903, 1910).

Von größter Bedeutung ist der Erhaltungszustand der einzelnen Ammoniten. Ihrer Genese nach gehören die Saligrame in die Kategorie der „Nucleus-Konkretionen" (SEILACHER 1976, S. 357). Die Gehäusewand ist so gut wie immer aufgelöst. In vielen Fällen liegt ein Steinkern vor, dessen Skulpturelemente positiv, also erhaben erscheinen. Allerdings sind die Innenwindungen häufig nicht erhalten, da sie durch Mineralisation zerstört wurden (HELMSTAEDT 1969, S. 65). In diesem Fall sind also nur die äußeren Windungen überliefert, die Zahl der sichtbaren Spiralen ist daher verhältnismäßig gering.

[9]) Das Wort müßte eigentlich als „mūrti" transliteriert werden. Die Indologen mögen verzeihen, daß derartige Feinheiten in der vorliegenden Arbeit nicht immer berücksichtigt wurden.

Nicht selten hat man es hingegen mit einem Abdruck zu tun. Die Stelle der Rippen nehmen nunmehr Vertiefungen ein, welche als Furchen in Erscheinung treten. Manchmal liegt nur eine Flanke eines Ammoniten-Gehäuses als Abdruck vor. Es gibt aber auch Saligrame, welche die Hohlform eines ganzen Ammoniten einschließen. Dieser „Hohldruck" zeigt in seinem Inneren auf beiden Seiten die Spiralstreifen der einzelnen Umgänge. Da die frühontogenetischen Stadien sehr schmal sind, scheinen sich die inneren Windungen im Zentrum zu vereinigen. Mehr noch als viele Worte soll Abb. 2 auf S. 81 diese Art der Erhaltung verständlich machen.

Derartige Hohlformen werden sichtbar, wenn die Außenwand eines Saligrams auf natürliche Weise, etwa durch Bruch oder Korrosion, teilweise entfernt wird. Es entsteht dadurch eine „Öffnung". Diese kann allerdings auch künstlich erzeugt werden.

Es ist anzunehmen, daß Ammoniten-Gehäuse dieses Erhaltungszustandes nach ihrem Absinken auf den Meeresgrund weder mit Sediment, noch, während der Diagenese, mit Kalzit ausgefüllt wurden. Der feine Schlamm des Meeresbodens, der später zu Geoden verhärtete, überlieferte alle Einzelheiten der Gehäuse-Oberfläche, und zwar im Negativ. Eine nachträgliche Auswaschung weicheren Materials kann wohl ausgeschlossen werden. Man muß hier zwischen regelmäßigen, also spiral geformten, von Ammoniten herrührenden „Höhlungen" und unregelmäßigen Löchern und Kavernen der Saligrame unterscheiden (S. 92).

Hohlformen von Ammoniten wurden im Schrifttum wiederholt beschrieben. So besitzt das Saligram „Cachamurti" nach Pater Calmette (Exemplar 5 in Fig. 1, Taf. 7) „zwey Höhle, so durch ein Band vereiniget werden". Auch Sonnerat (1782a) und Blumenbach (1803) war dieser Erhaltungszustand geläufig (S. 80—81). In neuerer Zeit deutete indes Kohl (1936, S. 437) Spiralen, welche „im Innern" eines Saligrams sichtbar sind, als „Hinweis auf involute Ammoniten, die median durchschlagen wurden". Dies ist jedoch nicht richtig. Es sei noch erwähnt, daß Herr Dr. H. K. Zöbelein dem Verfasser ein Saligram vorlegte, das ebenfalls die Hohlform eines Ammoniten birgt. Das Stück wurde Ende 1976 in Pokhara (Nepal) gekauft.

Im Jahre 1935 unternahm Kirfel den Versuch, die in den altindischen Schriften (Puranas) enthaltenen Beschreibungen von Saligramen mit den 24 „Aspekten" Vishnus in Verbindung zu bringen (vgl. hierzu S. 95). Es galt, die morphologischen Eigenschaften (murti) der Ammoniten in den vier Emblemen „Diskus", „Keule", „Lotus" und „Muschel" wiederzuerkennen (l. c., S. 166 usf.). Das Hauptgewicht seiner Arbeit lag auf der philologischen Ausdeutung der sich ergebenden Fragen.

Kohl (1936) wandte hingegen die naturwissenschaftliche Methode an, um ans Ziel zu kommen. Er vertrat die Ansicht, „daß besonders in die Augen fallende morphologische Charaktere der Ammoniten als Grundlage für die Formulierung der göttlichen Aspekte dienten" (l. c., S. 433). Der genannte Autor gründete seinen Vergleich allerdings nicht auf Jura-Formen, sondern orientierte sich an den Arbeiten Diener's (1895, 1897, 1907, 1908) über Trias-Ammoniten (l. c., S. 434 usf.). Kohl sah insbesondere in den involuten Gattungen *Arcestes*, *Joannites* und *Pinacoceras* die Vorbilder der Saligrame. Er ging daher von der Vorstellung aus, man müsse diese Ammoniten erst in der Medianebene spalten, um die Spiralwindungen sichtbar zu machen. Die Praxis lehrt aber, daß sich die Steinkerne von Ammoniten bei mechanischer Beanspruchung („Steineklopfen") körperlich aus dem Mutterge-

stein herauslösen. Medianschnitte sind, von Ausnahmen natürlich abgesehen, nur durch Schneiden oder Schleifen zu erhalten.

Sieht man von allgemeineren Feststellungen über die Morphologie der Ammoniten (z. B. Diskus = Gehäusescheibe) ab, so kann den meisten Folgerungen KOHL's nicht zugestimmt werden. Es erscheint z. B. durchaus fraglich, ob der Ausdruck „breite Öffnung" auf Weitnabeligkeit hindeutet (l. c., S. 436). Hiermit könnte auch das Loch gemeint sein, durch das eine Hohlform eines Ammoniten im Inneren eines Saligrams sichtbar wird. Der „große Nabelkreis" ist hingegen wohl eher auf die Form „C h i v a n a b a m" zu beziehen, von der schon weiter oben die Rede war (S. 84). Auch der Vergleich der „Striche" und „Streifen" mit Rippen erscheint gewagt, da ihre geringe Zahl (3—5) nicht der tatsächlichen Anzahl dieser Skulpturelemente bei den meist reichverzierten oberjurassischen Formen entspricht. Desgleichen ist mit einem einzelnen „Streifen in Keulenform" (l. c., S. 437) wenig anzufangen, es sei denn, man würde die Zahlenangabe vernachlässigen. Man ist wohl eher berechtigt, die Streifen auf feine Klüftchen („Rupturen") zurückzuführen, welche die Gerölle manchmal durchsetzen (S. 84).

Das Emblem „Lotus" läßt sich ebenfalls nicht mit genügender Sicherheit festlegen. Dasselbe gilt für den „Feldblumenkranz". KOHL (l. c., S. 438) suchte eine Erklärung dieser Bilder in den Lobenlinien (Suturen der Kammerscheidewände) der Ammoniten. In der Tat besitzt der namentlich genannte *Pinacoceras* eine besonders prächtige Oberflächenzeichnung, doch kommt dieses triadische Genus nicht als Saligram vor. Außerdem sind die Lobenlinien der oberjurassischen Ammoniten im allgemeinen nur mangelhaft erhalten, so daß sie kaum ins Auge fallen (z. B. HELMSTAEDT 1969, S. 65). Auch der Vergleich der „Kadamba-Blüte" mit der Gattung *Joannites* ist hinfällig, da letztere gleichfalls nicht in den Jura hinaufreicht. Schließlich ist noch die „Fußspur eines Rindes" zu erwähnen, welche KOHL (l. c., S. 439) mit Aptychen verglich. Da diese kalzitischen Gebilde im Malm des Himalaya entweder außerordentlich selten sind oder überhaupt fehlen, ist es sehr unwahrscheinlich, daß sie zur Bildung eines Saligram-Namens Anlaß gegeben haben. Aptychen sind jedenfalls in den ausführlichen Fossillisten von PASCOE (1959, S. 1171—1176) nicht aufgeführt.

Endlich noch ein Wort über ein Saligram, das „die Form eines Hakens" aufweist. KOHL (l. c., S. 439) brachte diesen Namen mit entrollten Kreide-Ammoniten in Verbindung. Nach UHLIG (1910, S. 381—383, Taf. 79, Fig. 3a—f) wurde in den Spiti-Schiefern jedoch nur ein einziges Bruchstück eines gestreckten Ammoniten gefunden, dessen genauer Fundort nicht einmal bekannt ist. Es handelt sich um *Bochianites gerardianus* (STOL.). Somit kann auch diese Form aus dem Kreis der Betrachtung ausscheiden.

Aus alledem erhellt, daß einem Vergleich der Aspekte und Embleme der Saligrame mit einzelnen Ammoniten-Gattungen beträchtliche Schwierigkeiten entgegenstehen. Trotzdem ist es das große Verdienst KOHL's, diesen Versuch gewagt zu haben. Vorerst müssen wir uns allerdings damit bescheiden, daß die Puranas die meisten ihrer Geheimnisse noch nicht preisgegeben haben.

Abschließend sei noch festgehalten, daß es nach OPPERT (zitiert in KIRFEL 1935, S. 172) an die 160 Namen von Saligramen gibt. Ein großer Teil davon ist sicher wohl nur auf ein einziges oder auf wenige Stücke begründet. Für die Typisierung dürfte die Farbe eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben. Wohl erst in zweiter Linie wurde die Gestalt des Gerölls und des Fossils in Betracht gezogen. Folgendes Zitat aus KIRFEL (1935, S. 171) mag dies beweisen:

„Helfen möge V a r ā h a (Eber) mit einem Speer als Kennzeichen und zwei ungleichen Spiralwindungen, blauschwarz mit drei Streifen und gross! Schützen soll er euch ferner in der Form des K ū r m a (Schildkröte), mit Punkten gezeichnet, schwarz, mit rundem Wirbel (oder runder Windung) und gebogenem Rücken. Ś r ī d h a r a hat fünf Streifen, trägt einen Feldblumenkranz und ist mit einer Keule gezeichnet. V ā m a n a ist rund mit einer Spiralwindung zur Linken und

von blauschwarzer Farbe. Von mannigfacher Farbe und vielfacher Form sowie mit Schlangenwindungen versehen ist Ananta. Gross ist Dāmodara, blauschwarz, mit einer Spiralwindung in der Mitte und blauschwarzen Flecken . . . Doch Brahman ist ganz rot, mit langen Streifen, hohl, mit einer Spirale und einem Lotus und breit."

4a. Neubeschreibung von Saligramen

Herr Dr. M. V. A. Sastry, Direktor des Geological Survey of India in Calcutta, hatte die Freundlichkeit, dem Verfasser drei Saligrame zu überlassen. Sie wurden von dem Genannten im Jahre 1968 im Kumaun - Himalaya aufgesammelt. Diese drei Saligrame werden auf Taf. 7, Fig. 2 und 3 sowie auf Taf. 8, Fig. 1 abgebildet.

Das auf Taf. 8, Fig. 1 wiedergegebene Geröll besitzt eine unregelmäßig eiförmige Gestalt. Seine Durchmesser betragen 6,6 × 5,4 × 4,6 cm. Die Oberfläche ist schwarz. An einem Ende wird das Geröll von zahlreichen dünnen, leicht gewellten Rupturen durchzogen, die sich teilweise überschneiden. Diese Haarrisse sind mit hellem Kalzit ausgefüllt; sie wurden durch die Verwitterung stellenweise gut herauspräpariert.

Fig. 2 auf Taf. 7 zeigt ein Bruchstück eines Gerölls. Es mißt 5,4×4,3× 2,5 cm. Die innere Oberfläche läßt den Abdruck eines Ammoniten erkennen. Die Außenfläche ist schwarz und weist vereinzelt bräunliche Flecken auf. Der Fossilabdruck erscheint gelblich bis bräunlich. Nach der Bestimmung von Herrn Dr. G. Schairer ist er auf *Aulacosphinctoides* cf. *infundibulus* (Uhlig) zu beziehen.

Das dritte Saligram (Taf. 7, Fig. 3) ist aufgeschlagen und damit nicht mehr vollständig. Das Geröll ist annähernd kugelig. Seine Maße sind 4,6 × 4,5 × 4,3 cm. Es schließt ebenfalls einen Ammoniten ein, der teils als Steinkern, teils als Abdruck vorliegt. Das Innere der Umgänge ist abwechselnd mit Sediment und spätigem Kalzit ausgefüllt. Ein Teil der Windungen (im Bild rechts, nicht gut sichtbar) erscheint hohl. Das Gestein ist schwarz, das Fossil weist graubräunliche Farbtöne auf. Es konnte als *Aulacosphinctoides* cf. *radialecostatus* (Steiger) bestimmt werden (det. Dr. G. Schairer).

Die Gattung *Aulacosphinctoides* Spath tritt im Zeitbereich Ober-Kimmeridge — Unter-Tithon auf. Sie ist damit für die Chidamu-Beds, der mittleren Abteilung der Spiti-Schiefer, bezeichnend (vgl. hierzu S. 83).

Es sei noch erwähnt, daß alle drei Gerölle Spuren eines Feinschliffs zeigen, der von Menschenhand herrührt.

Diese Stücke machen deutlich, daß Saligrame nicht nur im Bereich des Gandaki gefunden werden. Abgesehen von diesem klassischen Gebiet kennt man sie auch aus den weiter im NW gelegenen Teilen des Himalaya. Herr Dr. M. V. A. Sastry teilte hierzu mit: „The Gandak river in Nepal, Laptal in Kumaon and Kali Nadi in Spiti are some of the known areas of occurrences of Saligrams" (briefl. Mitteilung vom 9. 8. 1973).

Pascoe (1959, S. 1177) machte darauf aufmerksam, daß der Begriff Saligram in neuerer Zeit stark erweitert wurde. Er schrieb: „Many of the so-called saligrams obtainable in Indian bazars are black, rounded pebbles of various kinds of rocks, and presumably, therefore, business instincts have given rise to a wider applica-

tion of the name, the outward and visible features being not always accompanied by the internal structure that is supposed to be essentially connected with the sacred character of the stone".

In diesem Zusammenhang sind zwei kleine Saligrame von Interesse, welche der Verfasser von Herrn Dipl.-Geol. S. DATTA, Calcutta, erhielt. Sie wurden auf dem Markt in Benares gekauft. Das eine Stück (Taf. 8, Fig. 2) besteht aus einem gebänderten Gestein. Graue, dickere Kalklagen wechseln mit dünnen schwarzen, teilweise wellig verbogenen, tonreichen Schichten ab. Das Saligram besitzt eine länglich-eiförmige Gestalt. Seine Länge beträgt 3,1 cm, seine Breite 1,8 cm. Die Oberfläche weist zahlreiche Schleifspuren auf. Das Geröll ist demnach bearbeitet. Es ist nicht ganz sicher, ob das Gestein aus dem Oberjura stammt. Im Augenblick fehlen hierzu Vergleichsmöglichkeiten.

Das zweite Saligram (Taf. 8, Fig. 3 a—b) ist weitaus aufschlußreicher. Sein Umriß ist nahezu kreisrund, sein Querschnitt abgeflacht-oval. Das Geröll mißt 2,4 × 2,3 × 1,8 cm. Von der Fazies her ist es von den Saligramen aus dem Kumaun-Gebirge nicht zu unterscheiden. Das Gestein ist ein schwarzer, kieseliger Kalk, der von einer mit Kluftkalkspat ausgefüllten Ruptur durchzogen wird. An einem Ende ist das Saligram sorgfältig ausgehöhlt; die Form der „Öffnung" ist oval. Im Inneren der „Höhlung" bemerkt man zwei Zapfen, welche von den beiden Seitenwänden ausgehen. Sie verschmälern sich zum Zentrum hin und berühren sich beinahe. Auf beiden Seitenwänden sind je zwei Halbkreislinien eingekerbt.

Zunächst schien es, als sei die Höhlung angelegt worden, um das Geröll als Amulett tragen zu können. Dann aber fiel die große Ähnlichkeit mit dem von BLUMENBACH (1803) abgebildeten *Ammonites sacer* auf (Abb. 2 dieser Arbeit). Es liegt demnach die Nachbildung eines Ammoniten vor[10]). Dabei wurde ein weit verbreiteter Erhaltungszustand nachgeahmt. Man könnte auch sagen, hier wurde die „Idee" eines Saligrams nachempfunden. Da diese Imitation sicher nicht für touristische Zwecke hergestellt wurde, sondern wohl für kultische Dienste bestimmt war, könnte man in diesem Fall sogar von religiöser Volkskunst sprechen.

Nachbildungen von Fossilien sind schon seit uralter Zeit bekannt. So berichtete OAKLEY (1965, S. 11, Taf. 1, Fig. a und b) von „carved limestone helicoids modelled as copies of internal casts of Miocene fossils gastropods", welche in neolithischen Kultstätten der Insel Malta gefunden wurden. Hier wurde die Spirale als Sinnbild des Lebens verehrt (MÜHLBERGER in EHRHARDT 1968)[10a]).

---

[10]) Ein Fall von Ammoniten-Imitation, allerdings für Touristen, ist neuerdings auch aus Marokko bekanntgeworden. Hier wird die Gattung *Pseudocheloniceras* aus der höheren Unterkreide in Ton nachgebildet und gebrannt. Herr Prof. Dr. J. WIEDMANN, Tübingen, hatte die Freundlichkeit, dem Verfasser ein Exemplar zu überlassen. Ihm sei dafür herzlich gedankt.

[10a]) Die Spirale ziert zahlreiche profane und sakrale Gebäude des Abendlandes. Man denke nur an die „Barockspirale". In diesem Zusammenhang sind auch die „Mondscheiben" zu erwähnen. Beispiele dieser flachspiral geformten Stuckscheiben sind z. B. am Portal der Gnadenkapelle von Altötting und in der Klosterkirche von Weltenburg (Egid Quirin ASAM) zu finden. Eine Nachbildung der Ammoniten-Spirale wurde von BIRZER (1972) in einer Kirche der Oberpfalz entdeckt. — Eine hochgewundene Spirale zeigt schließlich das Minarett der Moschee von Samarra (Irak) aus dem 9. Jahrhundert. — Über das Auftreten von Spiralen bei fossilen Organismen vgl. MÜLLER (1971).

5. Chacrepani

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß in der Saligram formation und in den Spiti shales neben Ammoniten, wenn auch selten, andere Fossilien auftreten können. Die Beschreibung des „Chacrepani" durch Pater CALMETTE weist auf einen derartigen Fund hin. Die Deutung hat von den „acht oder zehen ganz gleich entfernete und vollkommen regelmässige Ausholungen" auszugehen. Ein wichtiger Gesichtspunkt ist ferner, daß das Fossil keine Krümmung aufweist. Es liegt daher nahe, an den gekammerten Teil, an den Phragmocon eines großen Belemniten zu denken. Hier kommt nur *Belemnopsis gerardi* (OPPEL) in Frage, eine Art, welche für den unteren Teil der Spiti-Schiefer charakteristisch ist (S. 83). Beschreibung und Abbildung durch UHLIG (1910, S. 386 usf., Taf. 93A, Fig. 1—2, 4) vermitteln einen guten Einblick in den Bau dieser Hartteile. Herrn Dr. G. SCHAIRER sei auch an dieser Stelle für seine Hilfe bei der Bestimmung herzlich gedankt.

Das Wort Chacrepani leitet sich von chacra (cakra) = Scheibe, Diskus, Rad ab. Nach Pater CALMETTE ist dieses Saligram „auf beyden Seiten platt". Sein Name wurde daher nicht nach der Gestalt des Fossils, sondern nach der Form des Gerölls gebildet.

Phragmocone großer Belemniten zogen auch anderwärts die Aufmerksamkeit auf sich. So erwähnte QUENSTEDT (1929, S. 287, Abb. 137) ein im Berliner Museum für Völkerkunde aufbewahrtes Bruchstück eines Phragmocons, das aus Ostturkestan stammt und möglicherweise als Votivgabe diente.

Die von Pater CALMETTE gestellte Frage nach der „in einen Stein verwandlete Muschel" wird in Kapitel 9 a behandelt.

6. Deutung der Inder

Man mag heute über die Vorstellung der alten Inder, die Saligrame seien von Würmern erzeugt worden, lächeln. Man sollte aber dabei bedenken, daß der „bohrende" oder „nagende" Wurm ein uraltes und sehr beliebtes Motiv ist, das auch in anderen Kulturkreisen vorkommt. So konnte MOLL (1914, S. 505—506) darauf hinweisen, daß der „Bohrwurm" bereits im Alten Testament erwähnt wurde und daß sich auch Dichter und Schriftsteller der Antike in ihren Werken auf ihn bezogen. Im Abendland ist dieser Gedanke auch heute noch lebendig: der „Gewissenswurm" und unsere Redensart „Da ist der Wurm drin" zeugen davon. Selbst in der Volksmedizin spielte der nagende Wurm eine große Rolle. So nahm man früher ganz allgemein an, daß Zahnschmerzen von Würmern verursacht würden. So endet ein altes Rezept wider Zahnpein mit folgenden Worten: „Sind etwa kleine Würmer in den Zähnen, so speit man sie hierbei mit aus" (ANONYMUS 1873, S. 30)[11]).

Hinter alledem verbirgt sich in erster Linie der „Schiffsbohrwurm" *Teredo*, die „Calamitas Navium" (LINNAEUS 1758, S. 651). Die von ihm verursachten Schäden waren so gewaltig, daß seine Tätigkeit in zahlreichen Metaphern einging. Dabei

[11]) In einem alten Gebet zur Hl. Apollonia, der Patronin gegen Zahnweh, heißt es: „... auf daß mich die Zähne der Würmer meines Gewissens nicht ewiglich nagen" (KOSTENZER 1974, S. 61). Vgl. hierzu auch die folgenden Verse: „Für die drei Würmelein, die in meinen Zähnen sein; das eine grau, das eine blau, das eine rot, ich wünscht, sie wären alle drei tot" (l. c., S. 60).

gehört *Teredo* gar nicht zu den Würmern, sondern zu den Bohrmuscheln. Eine wesentliche Rolle als Holzzerstörer spielen außerdem Insektenlarven („Holzwürmer").

Es sei allerdings eingeräumt, daß es tatsächlich Bohrwürmer gibt. Diese kommen nur in meerischen Lebensräumen vor und hinterlassen weit weniger bekannte Spuren. Als Beispiel sei die Gattung *Polydora* genannt (Kaestner 1965, S. 521). Daneben kennt man auch noch andere bohrende Organismen, so Bohralgen (Thallophyten), Bohrschwämme und selbst Seeigel.

Hier ist noch ein weiterer Gesichtspunkt wichtig. Wittmann (1956, S. 1—3) berichtete über Ammoniten aus dem tiefsten Lias Badens, welche in einer alten Urkunde als „vermes venenosi" („giftige Würmer") bezeichnet wurden. Von Bedeutung ist nun der Hinweis des genannten Autors, daß der Begriff „Wurm" früher häufig mit dem Begriff „Schlange" gleichgesetzt wurde. In diesem Sinne ist wohl auch die Textstelle bei Kirfel (1935, S. 165) zu verstehen, nach der die Saligrame „wie die Hindus glauben, von Visnu in der Form eines Reptils durchbohrt" wurden. Mit Reptil kann hier nur die Schlange gemeint sein. Auch die von Kirfel (l. c., S. 171) und Kohl (1936, S. 437) erwähnten „Schlangenwindungen" weisen wohl in dieselbe Richtung.

7. Deutung Calmette's

Pater Calmette hegte Zweifel an der Vorstellung, die Gerölle des Flusses Gandica seien von Würmern durchbohrt und ausgehöhlt worden. Er dachte vielmehr an Schnecken, Muscheln und sogar an Fische. Ein Vergleich mit dem französischen Originaltext (1743) zeigte, daß diese doch recht unterschiedlichen Angaben nicht der Willkür des Übersetzers entsprangen. Lediglich das Wörtchen „insecte" scheint in der deutschen Fassung nicht auf; es wurde schamhaft mit „Ungeziffer" und „Thierlein" umschrieben. Hier hatte der Übersetzer doch wohl Hemmungen, die Versammlung verdächtiger Tiere auch noch mit Insekten zu bereichern.

Man wird wohl folgern dürfen, daß Pater Calmette in zoologischen Fragen nicht ganz sattelfest war. Dennoch sollte man mit ihm nicht allzu hart ins Gericht gehen. Der allgemeine Kenntnisstand war nämlich um die Mitte des 18. Jahrhunderts alles andere als zufriedenstellend. Der Wiener Text erschien immerhin noch drei Jahre vor der wegweisenden „Editio decima" des „Systema Naturae" von Linnaeus (1758). In diesem epochemachenden Werk waren die Wirbellosen, wie sie später genannt wurden, erst in die beiden Klassen Insecta und Vermes gegliedert. Und unsere Bohrmuschel *Teredo* befand sich als Angehörige der „Vermes Intestina", also der Eingeweidewürmer, in bester Gesellschaft von Regenwurm, Spulwurm und Blutegel (l. c., S. 647—651).

Erst Lamarck, der 1793 am neugegründeten Musée d'Histoire Naturelle in Paris Professor für Insekten und Würmer wurde, war es vorbehalten, die unüberschaubare Fülle der Organismen zu ordnen. Er trennte die Wirbeltiere von den Wirbellosen ab. Letztere faßte er in Mollusken, Insekten, Würmer, Echinodermen und Polypen zusammen (Claus 1888, S. 8—9; Tschulok 1937, S. 24—25).

Es ist durchaus möglich, daß der von Calmette 1743 verwendete Begriff „insecte" auch im späteren Schrifttum fortlebte. Darauf weist jedenfalls die Erwähnung von Insekten bei Kirfel (S. 165) hin (vgl. hierzu den Nachtrag am Ende dieser Arbeit).

8. Durchbohrungen und Höhlungen

Kirfel (1935, S. 165) charakterisierte die Saligrame mit folgenden Worten: „Die im Gandak gefundenen Ammoniten sind meist rund und gewöhnlich an einer oder mehreren Stellen von Insekten . . . durchbohrt“[11a]). Er setzte hinzu: „Je nach den Bohrlöchern und Spiralkurven werden verschiedene Formen Visnu's unterschieden“. Der Begriff der „Durchbohrung“ machte auch Kohl (1936, S. 440) zu schaffen. Dieser Autor nahm „die Existenz von mehr oder weniger scharf umrissenen Bohrkanälen“ an, welche er mit der Tätigkeit fossiler Bohrmuscheln in Beziehung brachte. Bei v. Glasenapp (1922, S. 42) findet man schließlich folgende Umschreibung: „Der eigentümliche Spiralen und Vertiefungen aufweisende, dunkle poröse Shâlagrâma-Ammonit“.

Des Rätsels Lösung ist im Bericht von Pater Calmette zu finden. Rufen wir uns in das Gedächtnis zurück: Die Saligrame wurden von ihm „caillou vermoulu“ bzw. „Wurm-Stein“ genannt und mit den Adjektiven „percé“ bzw. „durchbohrt“ versehen. Bei Abu'l-Fazl (1784) kam außerdem noch das Eigenschaftswort „perforated“ hinzu. Alle diese Namen gehen auf die Vorstellung der alten Inder zurück, die Gerölle des Flusses Gandica seien von W ü r m e r n d u r c h b o h r t worden.

Das, was wir heute als F o s s i l erkennen, ist demnach die gesuchte D u r c h b o h r u n g. Da die Ammoniten, wie weiter oben dargelegt wurde, häufig nur mehr als Hohlform vorliegen, kann man anstelle von Durchbohrung auch von einer H ö h l u n g sprechen. Dieser Erhaltungszustand war Pater Calmette mit Sicherheit bekannt (S. 86). Man darf wohl auch die im Deutschen schwer verständliche Textstelle von der „Spize des Felsens“ auf diese Art der Erhaltung zurückführen. Hier hat die Übersetzung aus dem Französischen zweifellos an Klarheit gelitten.

Von Bedeutung ist ferner der Hinweis Calmette's, daß neben regelmäßigen „Ausholungen“ auch „ungeordnete“ Vertiefungen vorkommen. Bei letzteren handelt es sich um Hohlräume im Gestein, welche entweder primär in den Geröllen vorhanden waren oder durch Auswaschen weicherer Partien nachträglich entstanden (S. 84). Sie sind daher a n o r g a n i s c h e n Ursprungs.

9. Beobachtungen auf Mauritius

Von besonderem Reiz ist die Schilderung von Beobachtungen, welche Pater Calmette auf einer seiner Reisen machte. Sein Anliegen war, die Entstehung der Saligrame durch Vergleiche mit ähnlichen Bildungen aufzuhellen. Er überlieferte uns damit aufschlußreiche aktuogeologische Notizen.

Die „Insul von Franckreich“ könnte man zunächst mit der Ile de France im Herzen von Frankreich in Verbindung bringen. Spätestens nach der Lektüre von

11a) Der englischen Originalfassung dieser und der folgenden Sentenz begegnet man überraschenderweise bei H. T. Colebrooke 1873 (zitiert in Oppert 1893, Fußn. 54 auf S. 339). Sie lautet: „They are mostly round and are commonly perforated in one ore more places by worms, or, as the Hindus believe by Vishnu in the shape of a reptile. According to the number of perforations and of spiral curves in each, the stone is supposed to contain Vishnu in various characters“. Man beachte, daß Kirfel aus dem „worm“ ein Insekt machte, wohl in der Annahme, dieses könne besser bohren als ein Wurm (vgl. hierzu den Nachtrag am Ende dieser Arbeit).

Lemoine (1937) wird aber klar, daß man sich mit einer derartigen Ansicht auf dem Holzweg befände. Da bereits Sonnerat (1782 b, S. 80 usf.) eine Isle de France im westlichen Indischen Ozean beschrieb, ist der Ort der Handlung vielmehr in die Südsee zu verlegen.

Der Name Isle de France ist eine französische Bezeichnung der Insel Mauritius. Sie wurde zu Beginn des 16. Jahrhunderts von den Portugiesen entdeckt und 1598 von den Holländern in Besitz genommen. Die Franzosen brachten diese Insel 1715 unter ihre Herrschaft. 1810 wurde sie von den Engländern erobert (Möbius 1880, S. 23). Der Name leitet sich von Johann Maurice van Nassau ab, dem Gouverneur der Niederländisch-Ostindischen Kompanie. Mauritius bildet zusammen mit Réunion (= Isle de Bourbon) und Rodriguez die Inselgruppe der Maskarenen.

Die Insel Mauritius besteht fast ausschließlich aus vulkanischen Gesteinen. Basalte sind allenthalben anzutreffen. Daneben beobachtet man rezente Korallenriffe und gehobene Riffkalke (Möbius 1880, S. 22; Schwarzbach 1971, S. 58). Letztere enthalten Löcher und Höhlen (Möbius 1880, S. 30).

Man darf annehmen, daß Calmette nur die Aufschlüsse in der Nähe des heutigen Port Louis im NW der Insel kannte. Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. M. Schwarzbach vom 14. 1. 1977 kommen sowohl schwarze Basalte als auch helle Riffgesteine für einen Vergleich in Betracht. Leider machte Pater Calmette über die Farbe der Gesteine keine Angaben.

Calmette beschrieb löcherige Felsen, welche vom Meer umbrandet werden. Im deutschen Text ist von einem „Sand-Stein" bzw. „Meer-Stein" die Rede. Diese Bezeichnungen sind freilich einer sehr freien Übersetzung von „bouquet de mer" entsprungen. Allerdings würde der Ausdruck Sandstein nicht überraschen, da er nach Lüschen (1968, S. 309) bereits seit dem 16. Jahrhundert belegt ist.

Pater Calmette brachte die kavernöse Oberfläche der von den Wellen umspülten Gesteine zweifellos mit bohrenden Organismen in Beziehung. Er erwähnte nämlich in diesem Zusammenhang „Muscheln, die an das Steyer-Ruder deren Schiffen ankleben". Hiermit ist die Gattung *Teredo* gemeint. An Bohrmuscheln, welche in harten Gesteinen leben, kommen hauptsächlich die Genera *Pholas* und *Gastrochaena* in Frage. Letztere baut agglutinierte Röhren auf; die „zusamm-geronnene Materie" könnte auf diese Eigenschaft hindeuten. Nach v. Martens (in Möbius 1880, S. 332) lebt *Gastrochaena (Spengleria) mytiloides* Lam. auf Mauritius in Madreporen. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß Calmette seine Beobachtungen an von Bohrmuscheln befallenen Korallenriffen anstellte.

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß die Basalte der genannten Insel nach Schwarzbach (1971, S. 58 usf.) teilweise eine löcherige Verwitterung zeigen. Auch sie waren Calmette möglicherweise bekannt. Die schwarzen Basalte könnten ihn sogar an die düstere Färbung der Saligrame erinnert haben. Gegen eine anorganische Deutung ist allerdings ins Feld zu führen, daß Pater Calmette ausdrücklich von „Müschlein" sprach, welche sich in den Löchern der Gesteine aufhalten.

9a. Die Frage nach der Versteinerung

An zwei Stellen seines Briefes (Abschnitt 5 und 9) stellte Pater CALMETTE, wenn auch etwas zaghaft, die Frage, inwieweit die von bohrenden Organismen verursachten Hohlformen und ähnliche Gebilde als Versteinerungen anzusehen seien.

Stellen wir die Vermutung CALMETTE's, der „C h a c r e p a n i" sei „eine entweder von Natur steinerne, oder in einen Stein verwandlete Muschel", in den Vordergrund unserer Betrachtung. Die erstere Version klingt noch an die altertümliche Vorstellung des großen jesuitischen Lehrmeisters Athanasius KIRCHER (1665 b, S. 328) an, die Versteinerungen seien im Schoß der Erde durch eine „vis plastica seu formatrix" entstanden. Die zweite Deutung geht hingegen von einem lebenden Organismus aus, der seine Spuren im Gestein hinterließ. Sie mutet bereits schon recht modern an.

Zum besseren Verständnis sei eingeblendet, daß die aus der Antike stammende und noch von KIRCHER (1665) vertretene Lehre von den „Naturspielen" (lusus naturae) und der „Urzeugung" an der Wende vom 17. zum 18. Jahrhundert von der Sündflut-Theorie abgelöst wurde. Diese neue Geistesströmung, der „Diluvianismus", brachte die Fossilien wieder mit ehemals lebenden, also realen Pflanzen und Tieren in Verbindung. Ihr wohl berühmtester Verkünder war der Zürcher Arzt, Paläontologe und Alpenforscher Johann Jacob SCHEUCHZER. Dieser Polyhistor unternahm in seiner Kupferbibel (1731), einem Prachtwerk des Barocks, den großangelegten Versuch, die bis dahin bekanntgewordenen naturwissenschaftlichen Beobachtungen mit der Genesis in Einklang zu bringen. Bezüglich weiterer Informationen sei hier auf die Darstellungen von EDWARDS (1967) und RUDWICK (1972) verwiesen.

CALMETTE hatte das Werk SCHEUCHZER's sicherlich nicht gekannt. Es bleibt festzustellen, daß er mit seinen Gedanken auf dem rechten Weg war. Er dachte an die Versteinerungen ehemaliger Lebewesen, ohne eine Naturkatastrophe zur Erklärung heranzuziehen. Es hätte nicht viel gefehlt, und CALMETTE hätte die Saligrame als echte Versteinerungen angesprochen.

10. Mythologie

Im Anschluß an die von Pater CALMETTE überlieferten Erzählungen sei noch eine weitere Geschichte angeführt (KIRFEL 1935, S. 165). Sie lautet: Vishnu erfüllte „der Göttin Gandaki einen Wunsch zur Belohnung für ihre langjährige strenge Askese, in andächtiger Hingabe an ihn und versprach ihr, in Form der Śālagrāma-Steine . . . stets ihr Sohn zu sein".

In jüngster Zeit brachte Herr Dr. H. K. ZÖBELEIN von seiner Reise nach Nepal eine Legende mit, die gleichfalls mythischen Charakter trägt. Demnach hatte Vishnu im Himmel mit vier anderen Göttern Streit. Sie verfluchten sich gegenseitig und fielen zur Strafe als Steine auf die Erde.

Bei der Lektüre dieser Texte fühlt man sich unwillkürlich in den griechisch-römischen Götterhimmel versetzt. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß im vorigen Jahrhundert ein heftiger Streit darüber entbrannt war, ob eine vergleichende Götterlehre zulässig sei oder nicht (z. B. EHRMANN 1806, NORK 1845).

Das Kapitel „Steine in der Mythologie" ist für den Geologen besonders fesselnd. Zum „Steinmythos" gehört im übrigen auch die Erzählung von Deukalion und Pyrrha aus der griechischen Urzeit (NORK 1845 a, S. 156—157).

11. Kult

Die kultische Verehrung von Gesteinen und Fossilien reicht in graue Vorzeit zurück. Als Beispiel sei die Schilderung alten Steinbrauchtums bei den Arabern und Griechen von Kirfel (1935, S. 163—164) herausgegriffen (vgl. hierzu Nork 1845 a, S. 156 usf.). Sagen und Mythen, die sich um diese leblosen Gebilde ranken, finden sich in allen Kulturkreisen. Ihre Fülle und Vielfalt wurde in jüngerer Zeit vor allem von Thomasset (1936), Abel (1939) und Oakley (1965) gewürdigt. Eine wesentliche Bereicherung des Schrifttums ist ferner Hansmann & Kriss-Rettenbeck (1966, S. 17—54) zu verdanken. Auch in regionaler Begrenzung erlebt die Forschung eine neue Blüte; hier ist das „Brauchtumsarchiv Bayerischer und Oberpfälzer Wald" von Wolf (1974) zu erwähnen.

Unter den Fossilien nehmen die Ammoniten zweifellos eine bevorzugte Stellung ein. Es nimmt nicht wunder, daß die Menschen immer wieder dem Zauber ihrer Spirale verfielen[11b]). Die wohl berühmteste Textstelle findet sich bei Plinius, der Ammonshörner von goldener Farbe aus dem Reich der Äthiopier beschrieb (Lüschen 1968, S. 174; Nelson 1968, S. 2). Ihr Name ist fürwahr göttlich, denn er leitet sich von Ammon oder Amun Re, dem Sonnengott der alten Ägypter ab. Sein Attribut ist das spiralgewundene Widderhorn.

Wermut in den Wein dieser Betrachtung mischte allerdings schon Blanckenhorn (1901, S. 57 usf.), der den Ammoniten ihren Namen streitig machte. Als Urbild der Ammonshörner ließ dieser Autor vielmehr die Steinkerne großer Gastropoden *(„Natica Ammonis")* gelten, welche in den eozänen Kalken der Mokattam-Stufe bei Kairo häufig auftreten. Die Argumentation Blanckenhorn's, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, besticht in allen Punkten. Es sei lediglich hervorgehoben, daß eine trochospirale Schnecke mit einem Widderhorn eine größere Ähnlichkeit besitzt als ein planispiral gewundener Ammonit (vgl. hierzu Quenstedt 1929, Fußn. 3 auf S. 286).

Im Abendland erlangten die Ammoniten als Schlangensteine oder snakestones eine große Berühmtheit (Abel 1939, S. 75—76; Oakley 1965, S. 13—14). Ihre Heimat lag in England. Auch als Scherhorn oder Drachenstein tauchen sie in der Literatur mitunter auf. Die indischen Ammoniten wurden hingegen als „Götterräder" Vishnu's bezeichnet (Quenstedt 1929, S. 287; Abel 1939, S. 38). So machte schon Sonnerat (1782a, S. 173) auf das „Chacran" (cakra = Rad) Vishnu's aufmerksam. Das Rad ist ein uraltes Symbol.

Die Saligrame werden von den Hindus als Inkarnationen (Metamorphosen, Avataras) Vishnu's gedeutet. Auf die 24 Aspekte dieses Gottes wurde schon weiter oben eingegangen (S. 86). Form und Farbe eines Saligrams sind von großer kultischer Bedeutung. Die Wirkung eines Saligrams wird von diesen Eigenschaften bestimmt (Kirfel 1935, S. 172; Kohl 1936, S. 436). So berichtete Sonnerat (1782 a, S. 174), daß es nur die Saniassis, Angehörige einer Sekte, wagten, violette Saligrame zu Hause aufzubewahren und sie zu verehren.

11b) Ammoniten werden auch im zentralen Hochland von West-Irian (Neuguinea) für kultische Handlungen verwendet. Sie dienen der Krankenheilung und gelten als Zaubersteine zur Förderung der Fruchtbarkeit „von Frauen, Schweinen und Gärten". Sie werden von den Eingeborenen (Eipo) als „zusammengerollter Schwanz des Beuteltieres" bezeichnet. Für diese Mitteilung (Brief vom 15. 4. 1977) ist der Verfasser den Herren Dr. D. Helmcke und W. Nelke, beide Berlin, zu großem Dank verpflichtet.

Der Saligram-Kult wird im Schrifttum häufig nur gestreift. Viele Angaben sind nur unvollständig. Deshalb soll hier versucht werden, die wichtigsten Gesichtspunkte kurz zusammenzufassen.

In erster Linie sind die Saligrame als Wallfahrtsandenken von Bedeutung. Im Leben eines gläubigen Hindu spielen Pilgerfahrten zu oft weit entfernten Zielen eine große Rolle. Reisen zum Ganges und nach Benares wurden schon von EHRMANN (1806, S. 255) erwähnt. Das Aufsuchen der heiligen Schreine, zumal in den eisigen Regionen des Himalaya, verlangte Zeit und Ausdauer; viele Inder waren diesen gefährlichen Unternehmungen nicht gewachsen und starben. Wem eine Rückkehr vergönnt war, der brachte mit den Saligramen Glück und Segen in sein Haus.

Ein bekanntes Wallfahrtsandenken und zugleich Ausweis der Pilger des Abendlandes war die Jakobsmuschel, *Pecten jacobaeus* (L.). Sie erinnert an die mittelalterliche Wallfahrt nach Santiago de Compostela in Spanien. Weit weniger bekannt waren die Maria-Ecker-Pfennige, Großforaminiferen der Gattung *Assilina,* welche im Chiemgau SW Siegsdorf nahe der Wallfahrtskirche Maria Eck in den eozänen Adelholzener Schichten gefunden werden.

Einen großen Raum nimmt daher die Verehrung (worshipping) der Saligrame im häuslichen Bereich ein. Sie werden mit Blumen geschmückt und mit Lampen umgeben. Die Saligrame stellen sozusagen Statuetten des Gottes Vishnu dar. Sie dienen im Sinne eines Schutz- und Abwehrzaubers der Ausschaltung schädlicher Einflüsse und der Erlangung von Wohlstand und Gesundheit. „They are used throughout India as charms, and placed in Hindu temples as fetishes" (OAKLEY 1965, S. 14). Dr. M. V. A. SASTRY fügte hinzu: „Some have a custom of presenting a Saligram to their daughter at the time of her marriage" (briefl. Mitt. vom 9. 8. 1973).

Sodann ist die Verehrung der Saligrame an den heiligen Stätten, in den Tempeln, zu erwähnen. Sie werden von den Brahmanen bei verschiedenen religiösen Handlungen verwendet. Eine wichtige Zeremonie ist das Eintauchen der Saligrame in Wasser. OAKLEY (1965, S. 14) teilte hierzu mit: „A draught of the water in which one of the sacred ammonites has been steeped is supposed to wash away sin and secure temporal welfare". Diese Vorstellung sei durch ein Beispiel aus der Volksmedizin ergänzt. So nahm man früher ganz allgemein an, daß durch fließendes Wasser Krankheiten fortgetragen werden (vgl. hierzu das Bad im Ganges). In einer gewissen Weise gehört auch das Weihwasser der katholischen Kirche hierher. Die Taufe mit Wasser ist ferner bei verschiedenen Glaubensgemeinschaften anzutreffen.

Selbst das Salben und Ölen von Gesteinen ist nichts Außergewöhnliches (vgl. hierzu KIRFEL 1935, S. 164). Dieser Kult wurde auch im Brauchtumskatalog für den Bayerischen und Oberpfälzer Wald von WOLF (1974, S. 147) aufgeführt. Er ist schon im Alten Testament nachzuweisen (Genesis Kap. 28, Vers 18). So goß Jakob Öl auf den Stein, auf dem sein Haupt während der Nacht ruhte. Eine reizvolle Darstellung dieser Erzählung ist SCHEUCHZER (1731, S. 105—106, Taf. 87) zu verdanken.

Nach HELMSTAEDT (1969, S. 64) werden Saligrame auch als Amulette getragen. In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß manche Saligrame infolge ihres Pyritgehaltes einen nicht unbeträchtlichen Magnetismus aufweisen (OPPERT in KIRFEL 1935, S. 172). Als weiterführende Literatur zu dieser Erscheinung sei das

Buch von König (1975) über unsere „Unsichtbare Welt" empfohlen. Allerdings dürften die meisten Saligrame zu schwer sein, um sie am Körper tragen zu können.

Schließlich ist nach Abel (1939, S. 38) auch noch das Steinopfer belegt (vgl. hierzu Wolf 1974, S. 147). Es handelt sich um die Sitte, Saligrame „auf Paßhöhen zu tragen und dort als Opfer niederzulegen, so daß sich, wie im Bereich der Spiti-Schiefer . . . auf solchen Paßübergängen große Steinhügel aufgehäuft finden".

Wie schon Pater Calmette ausführte, blühte seit jeher der Handel mit Saligramen. Sie sind die Devotionalien der Hinus. Der Bedarf an diesen Gegenständen ist auch heute noch sehr groß.

Der Mangel an Raum nötigte dazu, die verschiedenen Arten des Saligram-Kultes nur schlaglichtartig und andeutungsweise aufzuzeigen. Vieles wurde nicht gesagt. So wäre noch darauf hinzuweisen, daß die Saligrame gelegentlich auch Narayani (Kirfel 1935, S. 165) und Lakshmi Saligrame (Sastry, briefl. Mitt.) genannt werden. Auch wäre die Abgrenzung zum Lingam-Kult Shiva's noch näher zu beleuchten, da hierzu Übergänge bestehen. Für den Naturwissenschaftler gilt es endlich nachzutragen, daß auch die Meeresschnecke *Turbinella pyrum* (L.) als Symbol des Gottes Vishnu angesehen wird.

12. Ausblick

Pater Calmette sei dafür gedankt, daß er uns durch seinen Brief zu einem Streifzug durch einige Kapitel der Kulturgeschichte verholfen hat. Aus dem Gesagten geht hervor, daß sein Bericht auch nach 222 Jahren noch nichts von seiner Aktualität eingebüßt hat. Es ist dennoch zu hoffen, daß in den kommenden Jahren die Zahl der beschriebenen Saligrame immer größer wird. Man darf gespannt sein, inwieweit das hier entworfene Bild durch weitere Forschungen Veränderungen erfahren wird.

Nachtrag

Erst nach Abschluß des Manuskriptes konnte das von Kirfel (1935) zitierte Werk von Oppert (1893) eingesehen werden (s. Schriftenverzeichnis). Es stellte sich heraus, daß sich der genannte Autor ungewöhnlich eng an die Darstellung Oppert's anlehnte (vgl. hierzu Fußn. 11a auf S. 92). Die Veröffentlichung Kirfel's ist daher in mancher Hinsicht als Sekundärliteratur zu werten.

Die Lektüre Oppert's macht keine Korrektur der vorliegenden Arbeit notwendig. Seine Arbeit enthält jedoch eine Fülle weiterer Einzelheiten, vor allem auf dem Gebiet des Mythos und des Kults. Erwähnenswert ist vor allem, daß der Name Saligram von manchen Autoren von ali = Biene abgeleitet wurde (Oppert 1893, Fußn. 52 auf S. 337). Er bemerkte hierzu: „The Vajrakita worm, which bores the hole in the Sālagrāma, is by some commentators taken for a bee". Diese Deutung geht auf folgende Erzählung zurück: „The story goes that the divine Nārāyana or Visnu wandered once in the form of a golden bee or Vajrakita on the surface of the earth. The gods seeing him whirling about with very great splendour, assumed also the shape of golden bees and approached him . . . Visnu . . . assumed the shape of a rock and stopped the moving of Garuda and of the gods, upon which Garuda entered into a big hole of the rock, followed by all the gods as bees, who made themselves each a separate tenement for the conversion of the infidels" (l. c., S. 345

bis 346). Daraus erhellt, daß der von CALMETTE (1743) wiederholt verwendete Begriff „insecte" auf einer alten Überlieferung beruht (vgl. hierzu S. 79, 91).

Der Vollständigkeit halber seien hier noch die Ausführungen E. BALFOUR's (1885, S. 497—498) über die „Salagrama" erwähnt. Sie sind in Band 3 von „The Cyclopaedia of India and of Eastern and Southern Asia" (London) enthalten. Ein unveränderter Nachdruck dieses Werkes ist 1968 in der Akademischen Druck- und Verlagsanstalt Graz erschienen.

Tafel 7

Fig. 1: Reproduktion der Tafel von CALMETTE (1755). — Exemplar 1: Anantomurti. — Exemplar 2: Gopolamurti. — Exemplar 3: Chivanabam. — Exemplar 4: Unbenannt. — Exemplar 5: Cachamurti. Zu S. 75—76, 85—86).

Fig. 2: Saligram mit Abdruck von *Aulacosphinctoides* cf. *infundibulus* (UHLIG). Kumaun-Himalaya. Ded. Dr. M. V. A. SASTRY, Calcutta. Etwas vergrößert. Zu S. 88).

Fig. 3: Saligram mit *Aulacosphinctoides* cf. *radialecostatus* (STEIGER). Kumaun-Himalaya. Ded. Dr. M. V. A. SASTRY, Calcutta. Etwas vergrößert. Zu S. 88).

Tafel 8

Fig. 1: Saligram. Kumaun-Himalaya. Ded. Dr. M. V. A. SASTRY, Calcutta. Annähernd natürliche Größe. Zu S. 88).

Fig. 2: Saligram. Gekauft in Benares. Ded. Dipl.-Geol. S. DATTA, Calcutta. Zweifache Vergrößerung. Zu S. 89).

Fig. 3: Saligram. Gekauft in Benares. Ded. Dipl.-Geol. S. DATTA, Calcutta. Zu S. 89).
a) Ansicht von der Seite. Zweifache Vergrößerung.
b) Ansicht von oben. Dreifache Vergrößerung.

Schriftenverzeichnis

ABEL, O. (1939): Vorzeitliche Tierreste im Deutschen Mythus, Brauchtum und Volksglauben. — I—XVI, 1—304, 186 Abb.; Jena (Gustav Fischer).

ABU'L-FAZL, A. (1784): AYEEN AKBERY: or the Institutes of the Emperor Akber. Translated from the original Persian by Francis GLADWIN. — **2:** I—IV, 1—114; Calcutta (non vidi).

ANONYMUS (o. J.): Das Buch der Geheimnisse. Vierter Theil des ALBERTUS MAGNUS. — In: ALBERTUS MAGNUS bewährte und approbirte, sympathetische und natürliche egyptische Geheimnisse für Menschen und Vieh: 1—64; o. Ort („Reading, bei Louis Enßlin")[12]).

ARKELL, W. J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C. W. (1957): Mesozoic Ammonoidea. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea: 80—437, Abb. 124—555; New York (Geol. Soc. of America) and Lawrence (University of Kansas Press).

[12]) Nach Auskunft von Herrn Dr. AMELUNG von der Württembergischen Landesbibliothek in Stuttgart (Brief vom 3. 2. 1977) ist diese Ausgabe 1873 in Reutlingen bei Ensslin & Laiblin erschienen. — Frl. Dr. J. JUST, Erlangen, konnte ferner eine dreiteilige Ausgabe ausfindig machen, welche den fingierten Druckvermerk „Braband und Manheim: Löffler 1816—1826" trägt. — Die Fa. MÜLLER & GRÄFF, Stuttgart, teilte ferner mit, daß das genannte Büchlein auch von dem Stuttgarter „Nachdrucker" Scheible in den Jahren zwischen 1816 und 1857 immer wieder aufgelegt wurde (Brief vom 21. 1. 1977). Allen Informanten sei für ihre Mühe herzlich gedankt.

Birzer, F. (1972): Imitierter Altdorfer Marmor in der Kirche St. Jobst in Neumarkt/Opf. — Geol. Bl. NO-Bayern, **22**: 162—166, 4 Abb.; Erlangen.

Blanckenhorn, M. (1901): Das Urbild der Ammonshörner. — Naturwiss. Wochenschr., **16**: 57—59, 1 Abb.; Berlin.

Blumenbach, J. F. (1803): Specimen archaeologiae telluris terrarumque inprimis Hannoveranarum. — 1—28, Taf. 1—3; Göttingen (Heinrich Dieterich).

Bodenhausen, J. W. A., Booy, T. De, Egeler, C. G. & Nijhuis, H. J. (1964): On the Geology of Central West Nepal — A Preliminary Note. — Internat. Geol. Congr., Rep. Twenty-Sec. Sess. India 1964, Part XI: 101—122, 5 Abb., 1 Tab.; New Delhi.

Böhtlingk, O. & Roth, R. (1875): Sanskrit-Wörterbuch. Siebenter Theil (1872—1875). — 4 nichtnum. S., 1—1822; St. Petersburg.

Bordet, P., Krummenacher, D., Mouterde, R. & Rémy, M. (1964): Sur la stratigraphie des séries affleurant dans la vallée de la Kali Gandaki (Népal central). — C. R. Acad. Sc. Paris, **259**: 414—416; Paris.

Bordet, P., Krummenacher, D., Mouterde, R. & Rémy, M. (1964): Sur la stratigraphie de la série secondaire de la Thakkhola (Népal central). — Ibidem: 1425—1428; Paris.

Calmette, J. (1743): Extraits de quelques autres lettres du P. Calmette, Au Pere Du Halde. — In: Lettres Édifiantes et Curieuses, Écrites des Missions Etrangeres, par quelques Missionaires de la Compagnie de JESUS, XXVI. Recueil: 399—412, 1 Taf.; Paris (P. G. Le Mercier et M. Bordelet).

Calmette, J. (1755): Num. 606. Auszug eines Briefs R. P. Calmette, Eines Französischen Missionarii, der Gesellschafft JESU, in dem Königreich Carnate, An R. P. Joan. Bapt. du Halde, derselben Gesellschafft Priestern. — In: Allerhand So Lehr- als Geistreiche Brief, Schriften Und Reise-Beschreibungen, Welche von denen Missionariis Der Gesellschafft JESU Aus Beyden Indien, Und anderen Über Meer gelegenen Ländern, Meistentheils Von A. 1730. bis 1740. in Europa angelanget seynd. Aus Hand-schriftlichen Urkunden, Und anderen bewerthen Nachrichten Zusammengetragen von Francisco Keller, Einem Priester derselbigen Gesellschafft. Ein und dreyssigster Theil: 44—46, 1 Taf. — In: Des Neuen Welt-Botts Tomus IV. Anderte Halbscheid[13]) Den XXIX. XXX. XXXI. und XXXII.ten Theil In sich enthaltend; Wien (Leopold Johann Kaliwoda).

Claus, C. (1888): Lamarck als Begründer der Descendenzlehre. Vortrag, gehalten im Wissenschaftlichen Club in Wien am 2. Januar 1888. — 1—35; Wien.

Diderot, D. & D'Alembert, J. (1777): Supplément à l'Encyclopédie, ou Dictionnaire Raisonné des Sciences, des Arts et des Métiers, par une Société de Gens de Lettres. Tome quatrième. — 4 nichtnum. S., 1—1004; Amsterdam (M. Rey)[14]).

Diderot, D. & D'Alembert, J. (1777): Suite du Recueil de Planches, sur les Sciences, les Arts Libéraux, et les Arts Méchaniques, avec leur Explication. — 6 nichtnum. S., 1—22, Taf. 1—215; Paris (Panckoucke, Stoupe et Brunet) et Amsterdam (M. Rey).

Diener, C. (1895): The Cephalopoda of the Muschelkalk. — Mem. Geol. Surv. India, Palaeontologia Indica, Ser. XV, Himalayan Fossils, **2**, Part 2: 1—118, Taf. 1—31; Calcutta.

Diener, C. (1897): The Cephalopoda of the Lower Trias. — Ibidem, **2**, Part 1: 1—181, Taf. 1—23, 1 Abb., 1 Tab.; Calcutta.

Diener, C. (1907): The Fauna of the Himalayan Muschelkalk. — Ibidem, **5**, Mem. No. 2: 1—140, Taf. 1—17; Calcutta.

[13]) „Welt-Bott" heißt soviel wie „Welt-Versammlung". Man könnte hierfür auch „Universum" setzen. — „Halbscheid" bedeutet „Halbband" (scheiden = trennen; hierher auch „Holzscheit". Scheid entspricht begrifflich dem griech.-lat. Tomus).

[14]) Das Gesamtwerk umfaßt 17 Bände (1751—1765), 4 Supplementbände (1776—1777), 12 Tafelbände (1762—1777) und 2 Registerbände (1780).

Diener, C. (1908): Upper-Triassic and Liassic Faunae of the Exotic Blocks of Malla Johar in the Bhot Mahals of Kumaon. — Ibidem, **1**, Part 1: 1—100, Taf. 1—16; Calcutta.

Edwards, W. N. (1967): The Early History of Palaeontology. With a preface by Errol White. — I—VIII, 1—59, Taf. 1—4, 19 Abb.; London (The British Museum, Natural History).

Everest, R. (1833): Memorandum on the Fossil Shells discovered in the Himalayan Mountains. — Asiat. Res. Transact. Phys. Class Asiat. Soc. Bengal, **18**, Part II: 107—114, Taf. 1—2, Calcutta.

Ehrhardt, A. (1968): Geprägte Form. Über die Architektur der Schneckengehäuse aus allen Meeren der Welt. Text Josef Mühlberger. — 10 nichtnum. S., 1—173, zahlr. ganzseit. Abb.; München (Starczewski).

Ehrmann, T. F. [Hrsg.] (1806): Neueste Beiträge zur Kunde von Indien. Aus dem Italiänischen. Dritter Band. — In: Bibliothek der neuesten und wichtigsten Reisebeschreibungen zur Erweiterung der Erdkunde nach einem systematischen Plane bearbeitet, und in Verbindung mit einigen anderen Gelehrten gesammelt und herausgegeben von M. C. Sprengel, fortgesetzt von T. F. Ehrmann, **32**: I—XII, 1—600; Weimar (F. S. priv. Landes-Industrie-Comptoir).

Glasenapp, H. v. (1922): Der Hinduismus. Religion und Gesellschaft im heutigen Indien. — I—XVI, 1—505, 43 Abb.; München (Kurt Wolff).

Griesbach, C. L. (1891): Geology of the Central Himálayas. — Mem. Geol. Surv. India, **23**: I—XII, 1—232, I—XIX, 2 geol. Karten, Taf. 1—27, 1 Frontisp., 31 Abb., zahlr. Tab.; Calcutta.

Gupta, V. J. (1973): Indian Stratigraphical Nomenclature. — 8 nichtnum. S., 1—116; Delhi (Hindustan Publ. Corp.).

Gupta, V. J. (1975): Indian Mesozoic Stratigraphy. — I—X, 2 nichtnum. S., 1—267, 36 Abb., 36 Tab.; Delhi (Hindustan Publ. Corp.).

Hagen, T. (1960): Geologie des Thakkhola (Nepal). — Eclogae geologicae Helvetiae, **52**: 709—720, 1 Taf., 5 Abb.; Basel.

Hansmann, L. & Kriss-Rettenbeck, L. (1966): Amulett und Talisman. Erscheinungsform und Geschichte. — 1—270, 844 Abb.; München (Georg D. W. Callwey).

Helmstaedt, H. (1969): Eine Ammoniten-Fauna aus den Spiti-Schiefern von Muktinath in Nepal. — Zitteliana, **1**: 63—90, Taf. 3—5, 1 Abb.; München.

Hölder, H. (1964): Jura. — In: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, **4**: I—XV, 1—603, 158 Abb., 43 Tab.; Stuttgart (Ferdinand Enke).

Kabir, H. (1963): Indisches Erbe. Studie zur Kulturentwicklung Indiens. — 1—158, 8 Taf.; Zürich und Stuttgart (Rascher).

Kaestner, A. (1965): Lehrbuch der Speziellen Zoologie. Band I: Wirbellose. 1. Teil. Protozoa, Mesozoa, Parazoa, Coelenterata, Protostomia ohne Mandibulata. Zweite, neu bearbeitete Auflage. — I—XVII, 1—845, 660 Abb.; Stuttgart (Gustav Fischer).

Kircher, A. (1665): Mundus Subterraneus, In XII Libros digestus. — Tomus I: Zahlr. nichtnum. S., 1—346, zahlr. Taf., Abb. u. Tab. (a); Tomus II: Zahlr. nichtnum. S., 1—487, zahlr. Taf., Abb. u. Tab. (b) ; Amsterdam (J. Janssonius à Waesberge et E. Weyerstraet).

Kirfel, W. (1935): Vom Steinkult in Indien. — In: Studien zur Geschichte und Kultur des Nahen und Fernen Ostens. Paul Kahle zum 60. Geburtstag: 163—172; Leiden (E. J. Brill).

König, H. L. (1975): Unsichtbare Umwelt. Der Mensch im Spielfeld elektromagnetischer Kräfte. — 1—171, 5 nichtnum. S., Taf. 1—16, 115 Abb.; München (Heinz Moos).

Kohl, J. (1936): Zum indischen Steinkult. — Z. Deutsch. Morgenländ. Gesellsch., **90**, N. F. **15**: 432—440, 1 Abb.; Leipzig.

Kostenzer, O. (1974): Dem Himmel sei gedankt. — 1—144, zahlr. Abb.; Rosenheim (Rosenheimer Verlagshaus Alfred Förg).

Lemoine, P. (1937): L'Ile-de-France. Introduction: Définition et grandes divisions de l'Ile-de-France. 1. Partie: Topologie. — Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., N. S., **5**: 1—263, 1 topogr. Karte 1 : 320 000, 46 Abb.; Paris.

Linnaeus, C. (1758): Systema Naturae per Regna Tria Naturae, secundum Classes, Ordines, Genera, Species, cum Characteribus, Differentiis, Synonymis, Locis. Tomus I. Editio Decima, Reformata. — 4 nichtnum. S., 1—824; Stockholm.

Lüschen, H. (1968): Die Namen der Steine. — 1—384, Taf. 1—21, 85 Abb.; Thun (Ott).

Möbius, K. (1880): Beiträge zur Meeresfauna der Insel Mauritius und der Seychellen bearbeitet von K. Möbius, F. Richters und E. von Martens nach Sammlungen, angelegt auf einer Reise nach Mauritius. — 8 nichtnum. S., 1—352, 1 Karte, Taf. 1—22, 1 Abb., 3 Tab.; Berlin (Gutmann'sche Buchhandlung, Otto Enslin).

Moll, F. (1914): Die Bohrmuschel (Genus *Teredo* Linné). — Naturwiss. Zeitschr. Forst- u. Landwirtschaft, **12**: 505—564, 12 Abb.; Stuttgart (Eugen Ulmer).

Müller, A. H. (1971): Einiges über spirale und schraubenförmige Strukturen bei fossilen Tieren unter besonderer Berücksichtigung taxonomischer und phylogenetischer Zusammenhänge. — Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, **13**: 345—359, 6 Abb.; 369 bis 382, 8 Abb.; 463—478, 11 Abb.; 613—624, 6 Abb.; Berlin.

Nelson, C. M. (1968): Ammonites: Ammon's-Horns into Cephalopods. — J. Soc. Bibliogr. Nat. Hist., **5**: 1—18; London.

Nork, F. (1845): Populäre Mythologie oder Götterlehre aller Völker. In zehn Theilen. — 1—196, Taf. 1—2 (a); 1—208, Taf. 3; 1—187, Taf. 4; 1—164, Taf. 5; 1—195, Taf. 6; 1—167, Taf. 7; 1—212, Taf. 8; 1—140, Taf. 9; 1—168, Taf. 10; 1—212, Taf. 11—12; Stuttgart (Scheible, Rieger und Sattler).

Oakley, K. (1965): Folklore of Fossils. — Antiquity, **39**: 9—16, Taf. 1—2, Abb. 1—7; 117—125, Taf. 21—26, Abb. 8—15; Gloucester.

Ohta, Y., Akiba, Ch., Arita, K. & Maruo, Y. (1973): Pokhara-Gurkha Region. — In: Geology of the Nepal Himalayas: 159—188, 11 Abb., 12 Photos, 1 Tab.; Sapporo (Himalayan Committee of Hokkaido University).

Oppert, G. (1893): On the Original Inhabitants of Bharatavarsa or India. — I—XVI, 1—711; Westminster (Archibald Constable & Co) and Leipzig (Otto Harrassowitz).

Pascoe, E. H. (1959): A Manual of the Geology of India and Burma. Vol. II. Third Edition, revised and largely rewritten. — I—XXII, 485—1343, 1 geol. Karte 1 : 6 000 000, 1 geol. Karte im Text, 24 Taf., Abb. 14—17, zahlr. Tab.; Delhi.

Quenstedt, W. (1929): Fossile Evertebraten in Verwendung als Schmuck, Gerät, Amulett und Verwandtes. — In: Die Rohstoffe des Tierreichs, **2**: 281—293, Abb. 135—137; Berlin (Gebrüder Borntraeger).

Rudwick, M. J. S. (1972): The Meaning of Fossils. Episodes in the History of Palaeontology. — 10 nichtnum. S., 1—287, 52 Abb.; London (Macdonald) and New York (American Elsevier Inc.).

Scheuchzer, J. J. (1731): Kupfer-Bibel / In welcher Die Physica Sacra, Oder Geheiligte Natur-Wissenschafft Derer In Heil. Schrifft vorkommenden Natürlichen Sachen, Deutlich erklärt und bewährt. Erste Abtheilung. — 54 nichtnum. S., 1—276, 1 Titelkupfer, 1 Portraittaf., Taf. 1—174; Augsburg und Ulm (Johann Andreas Pfeffel und Christian Ulrich Wagner).

Schwarzbach, M. (1971): Basaltverwitterung an einer tropischen Meeresküste (Mauritius). — Forsch. allgem. region. Geogr., Festschr. Kurt Kayser, Kölner Geogr. Arb., Sonderband: 58—64, Taf. 1—3, 3 Abb.; Wiesbaden.

Seilacher, A. (1976): Ammoniten-Erhaltung. — In: Sonderforschungsbereich 53, „Palökologie", Arbeitsbericht 1970—1975, Zbl. Geol. Paläont. Teil II: 355—362, 4 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

Sonnerat, P. (1782): Voyage aux Indes Orientales et à la Chine, Fait par ordre du Roi, depuis 1774 jusqu'en 1781: Dans lequel on traite des Moeurs, de la Religion, des Sciences & des Arts des Indiens etc. — Tome premier: I—XV, 9 nichtnum. S., 1—318,

zahlr. kolor. Taf. (a); Tome second: I—VIII, 1—298, zahlr. kolor. Taf. (b); Paris (Auteur, Froulé, Nyon et Barrois).

Steiger, P. (1914): Additional Notes on the Fauna of the Spiti Shales. — Mem. Geol. Surv. India, Palaeontologia Indica, Ser. XV, Himalayan Fossils, **4**, Fasc. 5: 457—511, Taf. 101—104; Calcutta.

Thomasset, J. (1936): Les Fossiles dans la Légende et la Tradition. — Cah. luxembourg.: 583—592, 697—704; Luxemburg.

Tschulok, S. (1937): Lamarck. Eine kritisch-historische Studie. — 1—190; Zürich und Leipzig (Max Niehans).

Uhlig, V. (1903): The Fauna of the Spiti Shales. — Mem. Geol. Surv. India, Palaeontologia Indica, Ser. XV, Himalayan Fossils, **4**, Fasc. 1: 1—132, Taf. 1—18, 10 Abb.; Calcutta.

Uhlig, V. (1910): Dto., Fasc. 2—3: 133—395, Taf. 19—93 A; Calcutta.

Valentini, M. B. (1714): Musei Museorum Oder Der vollständigen SchauBühne frembder Naturalien Zweyter Theil/Worinnen Die rareste Natur-Schätze aus allen biß daher gedruckten Kunst-Kammern/Reiß-Beschreibungen und andern Curiosen Büchern enthalten/ und benebenst einer Neu-auffgerichteten Zeug- und Rüst-Kammer der Natur/ auch vielen Curiosen Kupffer-Stücken vorgestellet sind (partim). — 22 nichtnum. S., 1—196, Taf. 1—37, zahlr. Abb.; Frankfurt a. M. (Johann David Zunners sel. Erben und Johann Adam Jungen).

Wittmann, O.: Über eine frühmittelalterliche Deutung von Lias-1-Fossilien vom Dinkelberg. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **38**: 1—3; Stuttgart.

Wolf, H. (1974): Das Brauchtumsarchiv Bayerischer und Oberpfälzer Wald in Cham. — Der Bayerwald, **66**: 145—152, 6 Abb.; Zwiesel.

Anmerkungen während der 2. Korrektur

Das von Oppert (1893, Fußn. 54 auf S. 339) angeführte Werk von Colebrooke ist nicht 1873, sondern 1837 erschienen. Die in Fußn. 11a auf S. 92 der vorliegenden Arbeit zitierten Sätze finden sich in einer Anmerkung auf S. 156 der Originalarbeit (nicht auf S. 173, wie von Oppert angegeben). — Colebrooke, H. T. (1837): Miscellaneous Essays. — **1**: I—VIII, 1—443; London (Wm. H. Allen and Co.).

Saligrame („Salagramann") wurden auch von Schröter (1784, S. 351—352) erwähnt. Dieser Autor verwies insbesondere auf die Schwierigkeiten der Europäer, Saligrame von Indern zu erhalten. — Schröter, J. S. (1784): Vollständige Einleitung in die Kenntniß und Geschichte der Steine und Versteinerungen. Vierter Theil. — I—XXXIV, 1—534, Taf. 1—10; Altenburg (Richter).

Nach Schröter (s. oben) wurden Saligrame ferner von dem Spanier Pedro Franco Davila (1767) in seinem Werk „Catalogue systématique et raisonné des Curiosités de la Nature et de l'Art, qui composent le Cabinet de M. Davila" beschrieben, das in Paris erschien (non vidi). Davila erkannte noch vor Sonnerat (1782) die Ammoniten-Natur der Saligrame.

Dubois (1897, S. 655) beschrieb die Saligrame als "a sort of fossilized shell, ammonite or nautilus . . . ornamented with 'arborizations' or tree-like markings on the outside". In Fußn. 2 heißt es wenig freundlich: "The account of its origin given in the Skandapurana is most monstrously and incredibly abominable. — Pope". — Dubois, J. A. (1897): Hindu Manners, Customs and Ceremonies. Translated from the Author's Later French Ms. and Edited with Notes, Corrections, and Biography by Henry K. Beauchamp. — I — XXXVI, 1—730, 1 Portrait; Oxford (Clarendon Press).

Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Dipl.-Geol. S. Datta, Calcutta, vom 4. 5. 1977 ist Vazrakita ein Insekt, das Holz und sogar Steine anbohren soll (vgl. hierzu den Nachtrag auf S. 97 der vorliegenden Arbeit). (Calmette nannte dieses Tier Vajirakitam (1743, S. 402) bzw. Vaprakitam (1755, S. 44). Letztere Benennung ist wohl durch einen Druckfehler entstanden.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 | 103—113 München, 6. 7. 1977

Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea)

Von K. Werner Barthel & Gerhard Schairer*)

Mit 2 Abbildungen und Tafeln 9—10

Kurzfassung

Aus dem Korallen-Riffkalk von Laisacker bei Neuburg/Do. (Untertithon, Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke, Südliche Frankenalb, Bayern) werden zwei Arten von *Glochiceras (Gl. [Lingulaticeras] solenoides* [Quenstedt], *Gl.* sp. ex gr. *Gl. carachtheis* [Zeuschner]) und *Taramelliceras (T. subnudatum* [Fontannes], *T.* sp.) sowie *Neochetoceras steraspis* (Oppel) beschrieben. Für *N. steraspis* kann anhand der Originale zu Oppel (1863) und weiteren Exemplaren von anderen Lokalitäten die Variabilität der Skulptur und des Querschnitts aufgezeigt werden.

Abstract

The ammonites listed in the German abstract are reported from the coral reef of Laisacker, Bavaria, Germany (age-equivalent of the Upper Solnhofen lithographic limestone, Lower Tithonian). Uncrushed specimens of the stratigraphically significant *Neochetoceras steraspis* (Oppel) are compared to the Solnhofen originals of A. Oppel (1863) and specimens from other localities. Variability in shell shape and ornamentation is discussed.

Einleitung

Diese Arbeit ist die Fortführung einer Untersuchung, die K. W. Barthel bereits 1959 begonnen hat. Es war und bleibt Ziel, die seit langem wohlbekannte Fauna der Korallenkalke von Laisacker zu erfassen. Zu den über Jahre hinweg regelmäßig vor allem durch K. W. Barthel aufgesammelten und erworbenen Fossilien kam schließlich noch die reiche Sammlung von Oberamtsrat Ludwig Fruth. Weite-

*) Prof. Dr. K. W. Barthel, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Hardenbergstraße 42, 1000 Berlin 12; Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

res Material wurde, im Rahmen jetzt beendeter Arbeiten, mit Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft abgebaut.

Glücklicherweise hat der kleine Steinbruch nicht nur die Reste üblicher Riffbewohner geliefert, sondern auch die für ein Riff überaus reiche Cephalopodenfauna freigegeben. Die Ammoniten und Nautiliden von Laisacker sind nicht immer ideal erhalten. Entscheidend ist jedoch, daß hier erstmals völlig unverdrückte Steinkerne zutage kamen, die man in den Oberen Solnhofener Plattenkalken nur zusammengepreßt und auch in den Mörnsheimer Schichten nur angenähert undeformiert findet. Der Vergleich von Stücken aus so verschiedenen Fazies wurde erleichtert, weil teilweise die Außenabdrücke der Schalen im Steinkern-Hohlraum erhalten blieben.

Wir danken Fräulein B. Dunker (Berlin) für die Zeichenarbeiten und Herrn M. Dressler für die photographischen Aufnahmen.

Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, aufbewahrt.

Abkürzungen

Dm	Durchmesser in mm
Nw, Nw %	Nabelweite in mm, Nw in % des Dm
Wh, Wh %	Windungshöhe in mm, Wh in % des Dm
UR	Umbilikalrippen
SR	Sekundärrippen

UR und SR wurden auf 1/4 Umgang gezählt im Bereich der angegebenen Windungshöhe (am Ende der Maßtabelle).

Beschreibung der Arten

Ammonitina
Haploceratacea
Haploceratidae
Glochiceras

Glochiceras (Lingulaticeras) solenoides (Quenstedt)
Taf. 9, Fig. 1—2; Abb. 1

* 1849 *Ammonites lingulatus solenoides* — Quenstedt: S. 131, Taf. 9, Fig. 10.
1958 *Glochiceras (Lingulaticeras) solenoides* (Quenstedt) — Ziegler: S. 145, Taf. 15, Fig. 1—5.
1959 *Glochiceras (Lingulaticeras) solenoides* (Quenstedt) — Berckhemer & Hölder: S. 110, Taf. 26, Fig. 141.

Material: 4 Exemplare, darunter zwei fast vollständige.

Maße:

	Dm	Nw	Nw %	Wh	Wh %
1957 II 152	31	5,5	17,8	14,5	46,7
1957 II 393	31,5	7,5	23,8	14,5	46
1957 II 394	34,5	7,2	20,8	15,5	45

Beschreibung. *Glochiceras* von mittlerer Größe. Die Wohnkammerlänge beträgt 1/2 Umgang. Der Nabel ist eng, am Ende der Wohnkammer etwas erweitert. Nabelwand steil, etwas gewölbt, Nabelrand gerundet. Die Flanken sind leicht konvex. Die schmal gerundete Externseite wird am Ende der Wohnkammer breiter

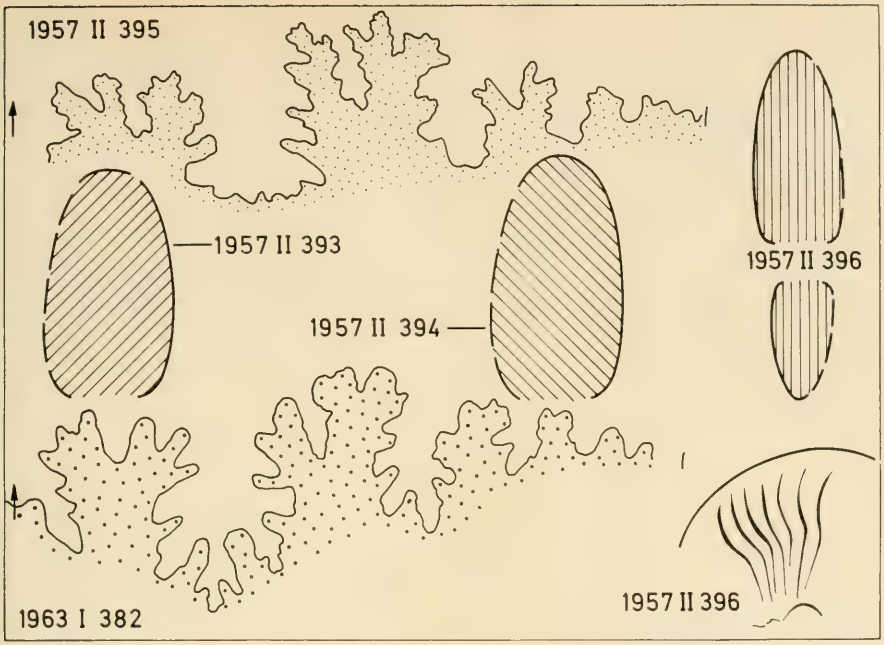


Abb. 1: *Glochiceras (Lingulaticeras) solenoides* (Quenstedt): 1957 II 395, Lobenlinie bei Wh 10 mm; 1957 II 393, Querschnitt, Wh 14 mm; 1957 II 394, Querschnitt, Wh 15 mm. *Taramelliceras subnudatum* (Fontannes): 1957 II 396 Querschnitt, Dm 47 mm; Skulpturschema, Wh 17—22 mm. *Neochetoceras steraspis* (Oppel): 1963 I 382, Lobenlinie, Wh 4,5 mm.

und flacher. Eine schwache, gerundete Marginalkante kann vorhanden sein (1957 II 393). Der Windungsquerschnitt ist rectangulat mit größter Breite etwas innerhalb Flankenmitte (Abb. 1). Der Mundsaum ist bei allen Exemplaren unvollständig. Er kann etwas aufgebogen und von einer flachen Einsenkung begleitet sein (1957 II 152). Der Stiel des Mündungsfortsatzes ist schmal und etwas eingetieft. Die Innenbucht der Mündung setzt senkrecht an, zieht aber z. T. deutlich nach vorne zum Mündungsfortsatz (1957 II 152).

Die Skulptur ist schwach, auf den Steinkernen etwas deutlicher als im Abdruck (Taf. 9, Fig. 1a, 1b; vgl. a. Ziegler 1958: 148). Innen und außen sind konkave, prorsiradiate Rippchen zu erkennen, von denen die äußeren stärker gebogen sind. Etwas innerhalb der Flankenmitte erscheint ein undeutlicher Lateralkanal (Taf. 9, Fig. 2), der in Gruben aufgegliedert sein kann (Taf. 9, Fig. 1a). Der Lateralkanal läßt sich bis auf den Phragmokon verfolgen (1957 II 394).

B e m e r k u n g e n. Aufgrund der schwachen Skulptur und des undeutlich ausgebildeten Lateralkanals sind die Exemplare von Laisacker zu *Gl. solenoides* zu stellen. In der Ausbildung der Nabelregion, der Form des Querschnitts und der Externseite tendieren sie zu *Gl. planulatum* Berckhemer. Ziegler (1958: 146) führt zwei Exemplare als *Gl.* cf. *solenoides* an, die sich durch ihre breite, etwas abgeflachte Externseite von den typischen *solenoides*-Formen unterscheiden. Es gibt demnach

Stücke, die in einzelnen, aber jeweils verschiedenen Merkmalen zu *Gl. planulatum* neigen, aufgrund der übrigen aber zu *Gl. solenoides* gerechnet werden müssen. Dies weist daraufhin, daß die Variabilität von *Gl. solenoides* größer ist, als bisher angenommen wurde. Möglicherweise besitzt sie einen Umfang, wie er bei *Gl. lingulatum* (Quenstedt) festgestellt wurde. In diesem Fall wäre *Gl. planulatum* in die Art *Gl. solenoides* einzubeziehen.

Glochiceras sp. ex gr. *Gl. carachtheis* (Zeuschner)

Material: Windungsbruchstück von 9 mm Dm (1957 II 393).

Beschreibung. Der Nabel ist mäßig weit, der Nabelabfall gerundet. Die Flanken sind flach und laufen gegen die Externseite etwas zusammen. Feine Querkerben verzieren die gewölbte Externseite. Der Querschnitt ist rectangulat. Auf den Flanken sind mäßig weitstehende, mäßig kräftige, etwa z-förmige Rippchen zu erkennen. Sie sind am Nabel dünn und prorsiradiat, marginal wieder schwächer und kräftig nach vorn gezogen.

Oppeliidae
Taramelliceras

Taramelliceras subnudatum (Fontannes)
Taf. 9, Fig. 3; Abb. 1

* 1879 *Oppelia subnudata* — Fontannes: S. 5.
1879 *Oppelia subnudata,* Fontannes — Fontannes: S. 43, Taf. 6, Fig. 4.

Material: 1 unvollständiges Exemplar (1957 II 396).

Maße:

	Dm	Nw	Nw %		Wh %
1957 II 396	46	5,9	12,8	26	56,5

Beschreibung. Das Stück ist bis zum Dm von 46 mm erhalten. Die Hälfte der letzten Windung gehört bereits zur Wohnkammer. Nabel mäßig eng, Nabelwand senkrecht und leicht konvex. Der Übergang in die Flanken ist gut gerundet. Flanken schwach konvex, innerhalb Flankenmitte etwas flacher als außerhalb. Größte Windungsbreite knapp innerhalb Flankenmitte. Eine submarginale Verflachung, der gegen Flankenmitte eine stärkere Wölbung folgt, erweckt den Eindruck eines sehr flachen, marginalen Spiralkanals. Der Übergang Flanke — Externseite vollzieht sich rasch und leitet in die schmal gerundete Externseite über.

Die Skulptur ist schwach und besteht aus Sichelrippen. Die Umbilikalrippen sind prorsiradiat, gerade oder leicht konkav und verbreitern sich etwas gegen Flankenmitte. Auf der Flankenmitte setzen mit mäßigem Knick die konkaven Externrippen an. Sie sind auf dem hinteren Teil der Wohnkammer stumpf und breit und verblassen gegen die Externseite, gegen die Mündung hin sind sie zarter, marginal vorgezogen und reichen bis auf die Externseite. Die Externseite erscheint glatt.

Bemerkungen. In der Skulptur besteht zur Abbildung bei Fontannes (1879: Taf. 6, Fig. 4) ein gewisser Unterschied. Beim vorliegenden Exemplar sind die marginalen Rippenteile nicht so deutlich ausgebildet wie beim Fontannes'schen Original. Dagegen entspricht der Rücken der Abbildung bei Fontannes. Der schmale Rücken weist auf *Neochetoceras* hin. Fontannes (1879: 5) gibt als vermutlich benachbarte „Art" *Neochetoceras steraspis* (Oppel) an.

Taramelliceras sp.
Taf. 9, Fig. 4

Material: 1 marginales Windungsbruchstück (1957 II 401).

Beschreibung. Auf dem Windungsbruchstück sind kräftige, stumpfe, gerade bis leicht konkave Rippen zu erkennen, die sich gegen die Externseite etwas verbreitern. Die Rippen sind breiter als die Zwischenräume. Marginale und externe Knötchen sind nicht zu beobachten. Die Flanke erscheint flach und geht rasch in die schmale, leicht gewölbte Externseite über.

Bemerkungen. Ähnlichkeit in der Flankenskulptur besteht mit *Taramelliceras rebouletianum* (Fontannes) und *T. franciscanum* (Fontannes) in Berckhemer & Hölder (1959: Taf. 19, Fig. 93 bzw. Taf. 19, Fig. 95 und Abb. 53).

Neochetoceras

Neochetoceras steraspis (Oppel)
Taf. 9, Fig. 5—7; Taf. 10, Fig. 1—7; Abb. 1, 2

v * 1863 *Ammonites steraspis* Opp. — Oppel: S. 251, Taf. 69, Fig. 1—3, 5—7.
v 1863 *Ammonites Bous* Opp. — Oppel: S. 252, Taf. 70, Fig. 1.
1959 *Neochetoceras steraspis* (Oppel) — Berckhemer & Hölder: S. 103.
1961 *Neochetoceras steraspis* — Barthel: S. 24.
non 1959 *Neochetoceras steraspis* (Oppel) — Hölder & Ziegler: Taf. 22, Fig. 5.

Material: 9 Exemplare, z. T. nur bruchstückhaft erhalten. Zum Vergleich wurden herangezogen: Originale zu Oppel (1863: Taf. 69, Fig. 1—3, 5—7); 1 Stück von Saal b. Kelheim (Untertithon, 1962 I 523); 1 Stück von Haunsfeld (Untertithon, Mörnsheimer Schichten, 1963 I 382); 1 Stück von Mörnsheim (Untertithon, 1957 I 130); 3 Stücke von Mörnsheim, Horstbruch (Untertithon, Mörnsheimer Schichten, 1959 XI 20, 45, 51); 1 Stück von Eichstätt (Untertithon, Solnhofener Plattenkalke, 1969 XVI 1); 1 Stück von Schernfeld (Untertithon, Solnhofener Plattenkalke, 1964 XXIII 166).

Lectotypus: Original zu Oppel 1863: Taf. 69, Fig. 1 (AS VI 5b; vergl. Spath 1925: 115, Fußnote 1 = Vergleichsstück der Typspezies für *Neochetoceras* Spath).

Locus typicus: Solnhofen.

Stratum typicum: Untertithon, Solnhofener Schichten, Solnhofener Plattenkalke.

Maße:

	Dm	Nw	Nw %	Wh	Wh %	UR	SR	Wh
1964 XXIII 166	65	5	7,7	39	60		ca. 33	33—40
1963 I 382	20	2,9	14,7	11	55			
1962 I 523	26	3,4	13,2	14	55,5			
1959 XI 51	28	3,1	11,1	16	57	6	25	12—16
1959 XI 45	36	3,7	10,3	20	55,5	6	25	15—20
1959 XI 20						6	31	20—27
1957 II 397	49	? 5	12	? 29	59			
1957 II 398						8	36	29—37
1957 II 155	65	6,4	9,9	38	58	ca. 8	31	29—37
	46	5,5	12	25	54,5	4	24	20—26
AS VI 5	74	8	11	40	55	6	20	22—30
	51	5,5	11	29	57			
	35	4,5	13	19	54			

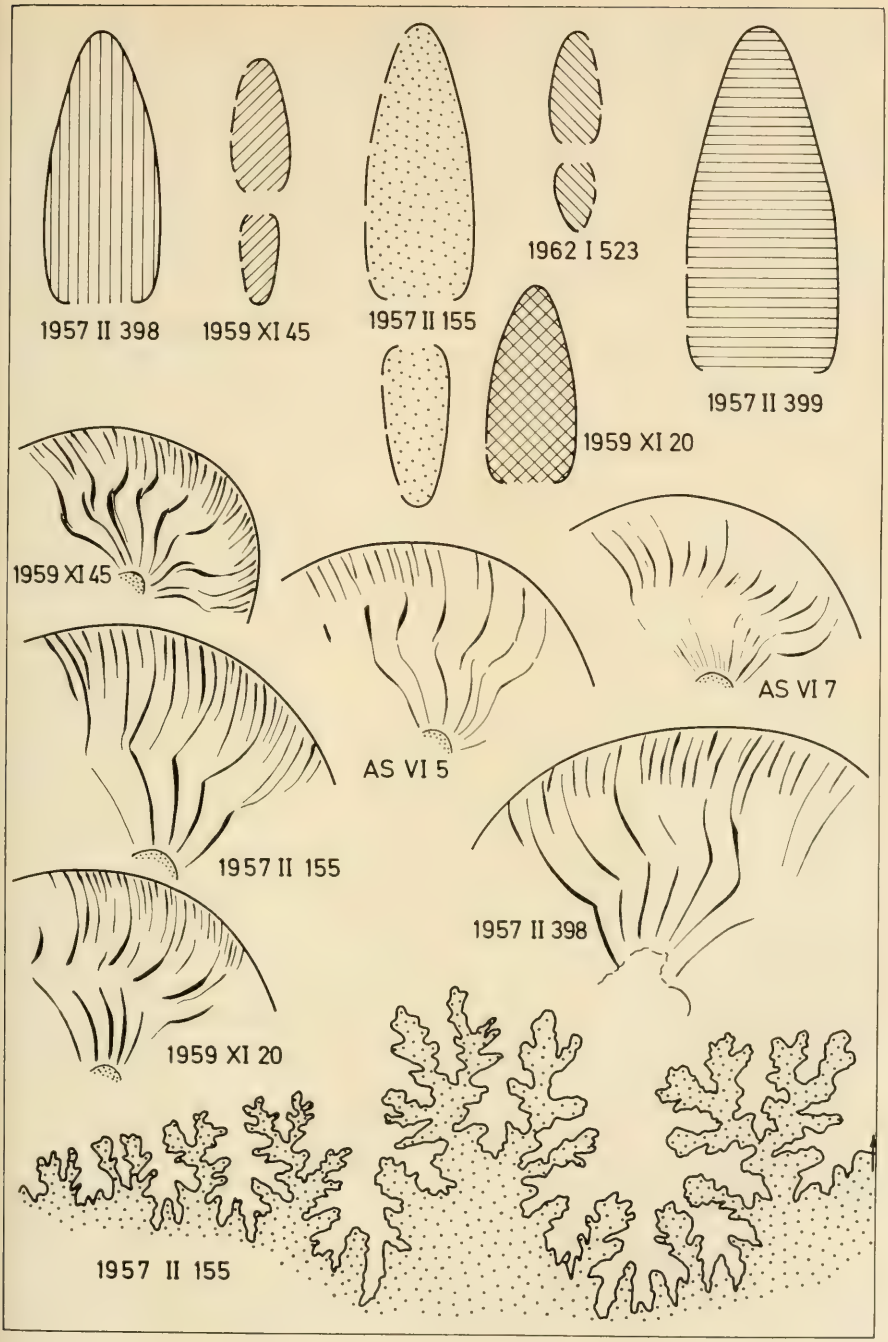
Beschreibung. Der größte Enddurchmesser liegt zwischen 80—90 mm. Dies entspricht dem Enddurchmesser von 84 mm des Originals zu Oppel (1863: Taf. 69, Fig. 1). Ein Teil der Exemplare dürfte diese Größe jedoch nicht erreicht haben. Ihr Enddurchmesser lag zwischen 50—60 mm. Vergleichbare kleine Stücke liegen von Mörnsheim und Haunsfeld vor, aber auch kleinere Exemplare mit Wohnkammer aus gleichalten und älteren Schichten von anderen Lokalitäten. Ob Exemplare mit einem Durchmesser von bis zu 150 mm aus den Solnhofener Plattenkalke hierher gehören, muß fraglich bleiben, da sie völlig flach gedrückt sind und meist keine Skulptur aufweisen. Ein Stück allerdings (1969 XVI 1) zeigt auf dem Ende des Phragmokons schwache sichelförmige Berippung. Exemplare vom Mont Crussol (1961 VIII 420) und von Le Pouzin (Dep. Ardèche, 1961 VIII 367) dürften ebenfalls eine beträchtliche Endgröße erreicht haben. Sie sind bei 80 mm Dm noch gekammert.

Die Wohnkammerlänge beträgt ca. $^1/_2$ Umgang. Der Mundsaum ist, soweit sich das erkennen läßt, leicht s-förmig geschwungen und im Bereich des Rippenknicks stärker vorgezogen. Der Nabel ist eng, die Nabelwand steht senkrecht und ist z. T. leicht konvex. Eine Nabelkante ist nicht ausgebildet; der Übergang in die Flanken vollzieht sich rasch und ist gut gerundet. Flanken konvex, innerhalb der Flankenmitte flacher als außerhalb. Außerhalb der Flankenmitte konvergieren die Flanken rasch gegen die Externseite; innerhalb verlaufen sie mehr oder weniger parallel zu einander, so daß am Übergang außen — innen meist ein Knick besteht. Dies ist deutlich am Exemplar 1962 I 523 von Saal b. Kelheim (Taf. 10, Fig. 6) ausgeprägt. An dieser Stelle ist die Windungsbreite auch am größten. Die Externseite ist im allgemeinen schmal und leicht gewölbt, wird am Ende der Endwohnkammer aber breiter und flacher (1957 II 399, Abb. 2). Eine Eintiefung auf der Externseite, wie sie Zeiss (1968: 122) vom Exemplar 1957 I 130 anführt, ist nicht vorhanden. Möglicherweise handelt es sich hierbei um eine Erhaltungsstruktur. Der Übergang Flanke—Externseite vollzieht sich rasch und ist gerundet, eine eindeutige Marginalkante ist nur gelegentlich (1957 II 399) ausgebildet. Vergleichsstücke von Mörnsheim (1959 XI 20, 45) weisen flachere Externseiten und entsprechend markantere Marginalkanten auf. Das Exemplar von Saal entspricht in der Ausbildung der Externseite den Laisacker-Stücken.

Die Skulptur besteht aus sichelförmigen Rippen, zwischen die in der äußeren Flankenhälfte weitere, meist zartere Rippen eingeschaltet sind. Die Umbilikalrippen beginnen am Nabelabfall. Sie sind prorsiradiat, konkav, häufig stumpf und verbreitern sich gegen Flankenmitte. Gelegentlich sind die Umbilikalrippen so breit, daß die Zwischenräume nur noch schmale Rinnen bilden. Bei guter Erhaltung ist zu erkennen, daß zwischen breiten Umbilikalrippen feinere vorhanden sind, die nach außen

---

Abb. 2: *Neochetoceras steraspis* (Oppel). Querschnitte, Skulpturschemata, Lobenlinie. Querschnitte: 1957 II 398, Wh 37 mm; 1959 XI 45, Wh 34 mm; 1957 II 155, Dm 66 mm; 1962 I 523, Dm 27 mm; 1959 XI 20, Wh 27 mm; 1957 II 399, Wh 49 mm. Skulpturschemata: 1959 XI 45, Wh 14—22 mm; 1957 II 155, Wh 25—32 mm; AS VI 5a, Lectotypus-Gegenplatte, Wh 21—29 mm; AS VI 7, Original zu Oppel 1863, Taf. 69, Fig. 7, Wh 19—27 mm; 1959 XI 20, Wh 22—29 mm; 1957 II 398, Wh 28—35 mm. Lobenlinie: 1957 II 155, Wh 24 mm.


1957 II 398
1959 XI 45
1957 II 155
1962 I 523
1957 II 399
1959 XI 20
1959 XI 45
AS VI 7
AS VI 5
1957 II 155
1957 II 398
1959 XI 20
1957 II 155

selbständige Rippeneinheiten bilden. Auch kann eine feine rippenparallele Streifung der Zwischenräume beobachtet werden. Etwa in Flankenmitte setzen die kräftigen, konkaven z. T. zugeschärften Flankenrippen an. Dabei ist die Flankenrippe nicht immer die direkte Fortsetzung. einer kräftigen Umbilikalrippe, sondern hängt mit einer schwachen Seitenrippe zusammen (Abb. 2). Die Flankenrippen sind im Bereich der Flankenmitte am kräftigsten und verblassen gegen die Externseite. Nur gelegentlich sind sie marginal kräftig ausgebildet (1957 II 153).

Zwischen die Flankenrippen sind im äußeren Flankendrittel weitere Rippen eingeschaltet. Ein Abspalten von den Flankenrippen bzw. Umbilikalrippen ist meist nicht zu erkennen. Diese Externrippen sind leicht konkav, mehr oder weniger parallel den Flankenrippen. Sie sind prorsiradiat, mehr oder weniger zahlreich und kräftig und verschieden lang ausgebildet. Gegen die Externseite hin sind sie teilweise verbreitert und gelegentlich knötchenartig verdickt (1957 II 155, 398). Die Zahl und die Ausbildung dieser Verdickungen ist individuell verschieden. Zwischen die Externrippen sind kurze, häufig kommaförmige, prorsiradiate Marginalrippchen eingeschoben.

Die Skulptur auf dem hinteren Teil der Endwohnkammer entspricht der des Phragmokons. Nach vorn wird die Skulptur feiner, die Flankenrippen können sich in feine Streifenbüschel auflösen. Die Externseite erscheint häufig glatt, doch können Rippen auf sie hinaufziehen bzw. sie abgeschwächt überqueren.

Bemerkungen. Oppel (1863: Taf. 69) bildet zu *Ammonites steraspis* 7 Ammoniten und 2 Aptychen-Paare ab, die bis auf das Original zu Fig. 4 noch in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, vorhanden sind.

Mit den Fig. 1—3 und 6—7 gibt Oppel einen Überblick über die Variabilität der Art, der sich vor allem auf die Wohnkammer und das Ende des Phragmokons beschränkt. Nur auf Fig. 7 ist auch die Berippung des sichtbaren Phragmokonteiles angedeutet. Doch läßt sich auch auf den Originalen zu den anderen Fig. dort eine Sichelberippung erkennen, die relativ kräftig und weitstehend ist. Die Oppel'schen Zeichnungen sind hier nicht ganz wirklichkeitsgetreu.

Beim vorliegenden Material sind in der Skulptur deutliche individuelle Verschiedenheiten festzustellen, die aber eine artliche oder unterartliche Trennung nicht zulassen. Die Berippung kann unterschiedlich stark und mehr oder weniger dicht sein. Ebenso unterliegt die Betonung einzelner Elemente Schwankungen (vgl. Abb. 2). Das Hervortreten einzelner marginaler Rippenteile führt zu Formen mit knötchenartigen Bildungen, die Berckhemer & Hölder (1959: 104) als *Neochetoceras steraspis nodulosum* beschreiben. Soweit sich aus der Abbildung in Zeiss (1968: Taf. 26, Fig. 6) erkennen läßt (das Original stand leider nicht zur Verfügung), paßt auch die Berippung von *Neochetoceras praecursor* Zeiss durchaus in dieses Bild. Einzelne marginale Rippenteile scheinen etwas verstärkt zu sein. *Neochetoceras simile* Spath (1925: Taf. 15, Fig. 4) weist dagegen auf der letzten Windung weitstehende Sichelrippen auf, ähnlich wie ein Stück vom Mont Crussol (1961 VIII 475), wodurch ein von *N. steraspis* verschiedenes Skulpturbild entsteht.

Da die Originale zu Oppel (1863) verdrückt sind, ist über die Ausbildung der Externseite und den Querschnitt keine Aussage möglich. Seine Darstellung auf Taf. 69, Fig. 3 ist eine reine Rekonstruktionszeichnung. Berckhemer & Hölder (1959: 103) nehmen aufgrund von Fig. 3 und einem Vergleichsstück aus dem (Mörnsheimer) Wilden Fels (Untertithon, Mörnsheimer Schichten) an, daß Oppel

unter *Ammonites steraspis* eine marginal gekantete Form verstand. Im „Mörnsheimer Wilden Fels" (er ist stratigraphisch etwas jünger als die Oberen Solnhofener Plattenkalke, aus denen die OPPEL'schen Originale stammen) finden sich tatsächlich *Neochetoceras*-Formen, die mehr oder weniger deutliche Marginalkanten aufweisen und eine abgeflachte Externseite besitzen. Daneben gibt es aber Exemplare mit gerundeter Externseite ohne klare Marginalkanten, mit leicht dachförmiger Externseite bzw. angedeutetem Kiel und eindeutige *Neochetoceras mucronatum* BERCKHEMER & HÖLDER. *N. mucronatum* unterscheidet sich noch in der Skulptur von den übrigen zu *N. steraspis* zu stellenden Formen. Zusammen mit den Exemplaren von Laisacker, die keine ausgeprägte Marginalkante besitzen, ergibt sich auch für die Ausbildung der Externseite eine deutliche Variabilität. Möglicherweise kann mit Hilfe dieses Merkmales nach eingehender Untersuchung des Materials aus den Mörnsheimer Schichten eine jüngere Unterart abgetrennt werden. Hier wäre noch *Neochetoceras simile* SPATH anzuführen, das eine gerundete Externseite ohne Marginalkanten besitzt. Sein Querschnitt ist denen der Laisacker-Exemplare sehr ähnlich.

Erscheinungen, die OPPEL (1863: 252, Taf. 69, Fig. 1, 2, 6) als Organ der Wohnkammer deutet, sind an den Stücken von Laisacker nicht zu erkennen. Diese Linie stellt einen Bruch dar, der einer Schwächezone innerhalb der Externrippen folgt und am Siphonalende des Phragmokons ausstreicht. Er erscheint nur dort, wo starke Setzung im Wohnkammerbereich und gute Erhaltung zusammentreffen. Da die Stücke von Laisacker unverdrückt sind, ist an ihnen diese Bruchstruktur nicht vorhanden. Ein schmaler Flankenkanal, den ZEISS (1968: 122) angibt, ist nicht zu beobachten. Gelegentlich ist auf Flankenmitte ein schwacher Knick zwischen innerer und äußerer Flankenhälfte vorhanden (1957 II 398, 399).

Nach ZEISS (1968: 121, 123) soll es sich bei *N. steraspis* um mikrokonche Formen mit Mündungsfortsätzen am Endmundsaum handeln. Auch an den Originalen zu OPPEL (1863) meint er dies zu erkennen. Als Makrokonch dazu vermutet er *Neochetoceras bous* (OPPEL). Nun sind die OPPEL'schen Stücke nicht so gut erhalten, daß sich eindeutig etwas über den Verlauf des Endmundsaumes sagen ließe. Außerdem sind die Originale zu *steraspis* und *bous* etwa gleich groß (84 bzw. 90 mm). Die beiden Arten unterscheiden sich vor allem darin, daß *N. bous* glatt erscheint, während *N. steraspis* deutliche Sichelrippen besitzt. Bei sehr flachem Lichteinfall erkennt man aber auch bei *N. bous* eine Sichelberippung. Es gibt zudem großwüchsige, glatte *Neochetoceras*-Stücke (Dm bis 150 mm), die gelegentlich aber eine Sichelskulptur angedeutet haben (1969 XVI 1). Es ist anzunehmen, daß die glatten *Neochetoceras*-Stücke Erhaltungszustände primär schwach skulpturierter *steraspis*-Formen sind, womit *N. bous* synonym zu *steraspis* wird. Dafür spricht auch, daß Exemplare, deren Schale sekundär ersetzt ist (1959 XI 20) und Stücke, die Außenabdrücke der Schale zeigen, wesentlich abgeschwächte Skulptur aufweisen.

Neben den großen *steraspis*-Formen finden sich auch kleine (Ende der Wohnkammer bei 30—60 mm Dm). Sie zeigen ähnliche Veränderung der Skulptur wie die großen Formen. Diese kleinen *steraspis*-Formen könnten die Mikrokonche zu den großwüchsigen der *steraspis-bous*-Gruppe sein. Eine zufriedenstellende Analyse der bei *Neochetoceras steraspis* aufgetauchten Fragen kann nur anhand eines sehr umfangreichen, horizontierten Materials gelingen.

Zur Stratigraphie

Die Korallen-Riffkalke von Laisacker sind das Zeit-Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke. Auch die hier beschriebenen Stücke geben keinen Anlaß für eine Revision der stratigraphischen Einordnung. Durch die verhältnismäßig zahlreichen *Neochetoceras*-Individuen wird diese Einstufung eher noch erhärtet. Denn in den Oberen Solnhofener Plattenkalke sind ebenfalls die *Neochetoceras* besonders zahlreich vertreten, während *Taramelliceras prolithographicum* (Fontannes) und *Glochiceras lithographicum* (Oppel), die in Laisacker bisher fehlen, ziemlich selten auftreten.

Besonders hinzuweisen ist auf den Fund von *Neochetoceras steraspis*, den wir früheren Aufsammlungen von Herrn Prof. Dr. A. v. Hillebrandt (Berlin) verdanken. Dieses Stück stammt gleichfalls aus Korallen-Riffkalken, nämlich aus dem großen Bruch der Süddeutschen Kalkstickstoffwerke in Saal b. Kelheim (Taf. 10, Fig. 6). Es wurde 20 m über der oberen Abbausohle gefunden und dokumentiert erstmals das Alter des jüngeren Teils der dortigen Riffe (Fay 1976: 54).

Schriftenverzeichnis

Barthel, K. W. (1959): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras*. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **108**, 1: 47—74, Taf. 5—6, 7 Abb., 1 Textbeil., 1 Tab.; Stuttgart.

Barthel, K. W. (1961): Zum Alter der Riffkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 23—24; München.

Berckhemer, F. & Hölder, H. (1959): Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Süddeutschlands. — Beih. Geol. Jb., **35**: 3—135, Taf. 1—27, 89 Abb.; Hannover.

Fay, M. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:10 000 (Vergrößerung) Blatt-Nr. 7137 Abensberg (Maßstab 1:25 000) N-Teil. — Kartierung z. Dipl.-Arb. (Manuskript): 28 S., 1 geol. Kt., 4 Taf., 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.

Fay, M. (1976): Riffnahe Resedimente im Raum Kelheim: Lithologie, Genese und stratigraphische Bemerkungen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **152**, 1: 51—74, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Fontannes, F. (1879): Diagnoses de quelques espèces nouvelles des „calcaires du chateau" de Crussol (Ardèche). — 18 S., Lyon (Stock).

Fontannes, F. (1879): Description des Ammonites des calcaires du Chateau de Crussol — Ardèche (Zones à *Oppelia tenuilobata* et *Waagenia Beckeri*). — XI + 123 S., 13 Taf.; Lyon (Georg), Paris (Savy).

Hölder, H. & Ziegler, B. (1959): Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weißen Jura (Kimeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **108**, 2: 150—214, Taf. 17—22, 8 Abb.; Stuttgart.

Oppel, A. (1863): Über jurassische Cephalopoden. — Palaeont. Mitt. Mus. kgl. bayer. Staates, **3**: 163—266, Taf. 51—74; Stuttgart.

Quenstedt, F. A. (1845—1849): Petrefactenkunde Deutschlands. I. Die Cephalopoden. — Text + Atlas, IV + 581, S., Taf. 1—36; Tübingen (Fues).

Spath, L. F. (1925): On the collection of fossils and rocks from Somaliland made by Messrs B. K. N. Wyllie, B. Sc., F. G. S., and W. R. Smellie, D. Sc., F. R. S., Ed. Part VII: Ammonites and Aptychi. — Monogr. geol. Dep. Hunterian Mus., Glasgow Univ.: 111—164, Taf. 15—16, 12 Abb.; Glasgow.

Zeiss, A. (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **132**: 190 S., 27 Taf., 17 Abb., 6 Tab.; München.

Ziegler, B. (1958): Monographie der Ammonitengattung *Glochiceras* im epikontinentalen Weißjura Mitteleuropas. — Palaeontographica, A, **110**: 93—164, Taf. 10—16, 66 Abb.; Stuttgart.

Tafelerläuterungen

Tafel 9

Fig. 1—2: *Glochiceras (Lingulaticeras) solenoides* (Quenstedt).
- 1a: Wohnkammersteinkern mit deutlichen Gruben auf Flankenmitte und Rippen auf der äußeren Flankenhälfte. 1957 II 393. × 1,5.
- 1b: Der Plastikausguß desselben Exemplars zeigt die schwache Skulptur der Außenschale. × 1,5.
- 2: Steinkern mit schwachem Seitenkanal. 1957 II 394. × 1,5.

Fig. 3: *Taramelliceras subnudatum* (Fontannes). 1957 II 396. × 1,5.

Fig. 4: *Taramelliceras* sp. Windungsbruchstück. 1957 II 401. × 1,5.

Fig. 5—7: *Neochetoceras steraspis* (Oppel).
- 5: Windungsquerschnitt. 1957 II 400. × 1.
- 6: Exemplar mit abgeschwächter Skulptur und vereinzelt knötchenartig verdickten Marginalrippen. 1957 II 398. × 1.
- 7: Bruchstück des vorderen Endes der Wohnkammer. 1957 II 399. × 1.

Alle Exemplare stammen von Laisacker.
Phot. M. Dressler

Tafel 10

Fig. 1—7: *Neochetoceras steraspis* (Oppel).
- 1a: Lectotypus-Gegenplatte (= Gegenplatte zu Original zu Oppel 1863, Taf. 69. Fig. 1). Solnhofener Plattenkalke. Solnhofen. AS VI 5a.
- 1b: Plastikabdruck des an die Wohnkammer anschließenden Windungsteils desselben Exemplares.
- 2: Exemplar mit Andeutung einer kräftigeren Berippung. Solnhofener Plattenkalke. Schernfeld. 1964 XXIII 166.
- 3: Marginal dicht beripptes Exemplar mit kräftigen Rippenbögen auf Flankenmitte und wulstigen Umbilikalrippen. Mörnsheimer Schichten. Mörnsheim, Horstbruch. 1959 XI 20.
- 4: Das Exemplar zeigt die Berippung innerer Windungen (Anschluß an Exemplar 1959 XI 45, hier: Taf. 10, Fig. 5). Mörnsheimer Schichten. Mörnsheim, Horstbruch. 1959 XI 51.
- 5: In der Berippung ist dieses Exemplar mit den inneren Windungen des Lectotypus vergleichbar (vergl. Taf. 10, Fig. 1b). Mörnsheimer Schichten. Mörnsheim, Horstbruch. 1959 XI 45.
- 6: Exemplar mit undeutlicher Skulptur und deutlichem Flankenknick. Korallen-*Diceras*-Kalk. Saal b. Kelheim, Steinbruch der Süddeutschen Kalkstickstoffwerke, obere Sohle. 1962 I 523.
- 7: Exemplar mit kräftiger Skulptur und in regelmäßigen Abständen knötchenartig verdickten Marginalrippen. Korallenkalk. Laisacker. 1957 II 155.

Alle Fig. in natürlicher Größe.
Phot. M. Dressler

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 115—124 München, 6. 7. 1977

Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

III. *Pseudaganides, Pseudonautilus (Bavarinautilus)* n. subgen. (Nautiloidea).

Von Gerhard Schairer & K. Werner Barthel*)

Mit 3 Abbildungen und Tafeln 11—12

Kurzfassung

In den Korallen-Riffkalken von Laisacker bei Neuburg/Do. (Untertithon, Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke, Südliche Frankenalb, Bayern) wurden zwei Nautiliden-Arten gefunden: *Pseudaganides schneidi* (Loesch) und *Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychorus* n. subgen., n. sp.. Die neue Untergattung unterscheidet sich von *Pseudonautilus* s. str. durch die gerundeten Loben, von *Xenocheilus* durch einen deutlichen, außerhalb der Naht liegenden Umbilikallobus, von *Pseudaganides* durch den außerhalb der Naht liegenden Umbilikallobus und den Besitz eines Externlobus. Die neue Art *eurychorus* ist durch die aufgeblähte Wohnkammer gekennzeichnet.

Abstract

The nautiloid species *Pseudaganides schneidi* (Loesch) and *Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychorus* n. subgen., n. sp. are part of a rich fauna recovered from the Upper Jurassic coral reef of Laisacker (Bavaria, Germany). The reef rock is an age equivalent of the Upper Solnhofen lithographic limestone member (Solnhofen formation, Lower Tithonian).

Bavarinautilus differs from the subgenus *Pseudonautilus* by less pointed sutures. It can be distinguished from *Xenocheilus* by an umbilical lobe which lies outside of the umbilical seam and from *Pseudaganides* by a v-shaped ventral lobe. The characteristic feature of the species *eurychorus* is the inflated living chamber.

*) Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2; Prof. Dr. K. W. Barthel, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Hardenbergstraße 42, 1000 Berlin 12.

Einleitung

Langjährige Aufsammlungen durch K. W. Barthel, die Schenkung reichen Materials durch Oberamtsrat Ludwig Fruth und die zeitweise Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichen die Bearbeitung der außerordentlich vielfältigen Korallen-Riffauna von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. Nach zeitweiser Unterbrechung werden die Untersuchungen nun wieder fortgesetzt. Weitere Angaben dazu finden sich in Folge II über die Laisacker-Cephalopoden in Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 17, S. 103 f.

Wir bedanken uns bei Herrn Dr. J. G. Bursch (Geol. Inst., ETH Zürich) und Herrn Prof. Dr. J. Wendt (Inst. u. Mus. f. Geol. u. Paläont., Univ. Tübingen) für die Ausleihen von Originalen. Fräulein B. Dunker (Berlin) fertigte die Reinzeichnungen zu den Textabbildungen, Herr M. Dressler (München) die Photographien.

Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, aufbewahrt.

Abkürzungen

Dm	Durchmesser in mm
Nw, Nw %	Nabelweite in mm, Nw in % des Dm
Wh, Wh %	Windungshöhe in mm, Wh in % des Dm
Wb, Wb %	Windungsbreite in mm, Wb in % des Dm

Beschreibung der Arten

Nautiloidea
Nautilacea
Pseudonautilidae
Pseudaganides

Pseudaganides schneidi (Loesch)
Taf. 11, Fig. 1—3; Abb. 1, 2

v* 1912 *Nautilus Schneidi* n. sp. — Loesch: S. 11, Taf. 1, Fig. 4—5.
v 1914 *Nautilus Schneidi* n. sp. 1912. — Loesch: S. 76, Taf. 10, Fig. 4—5, Abb. 2.
v 1959 *Hercoglossa franconica* (Oppel). — Barthel: S. 67.

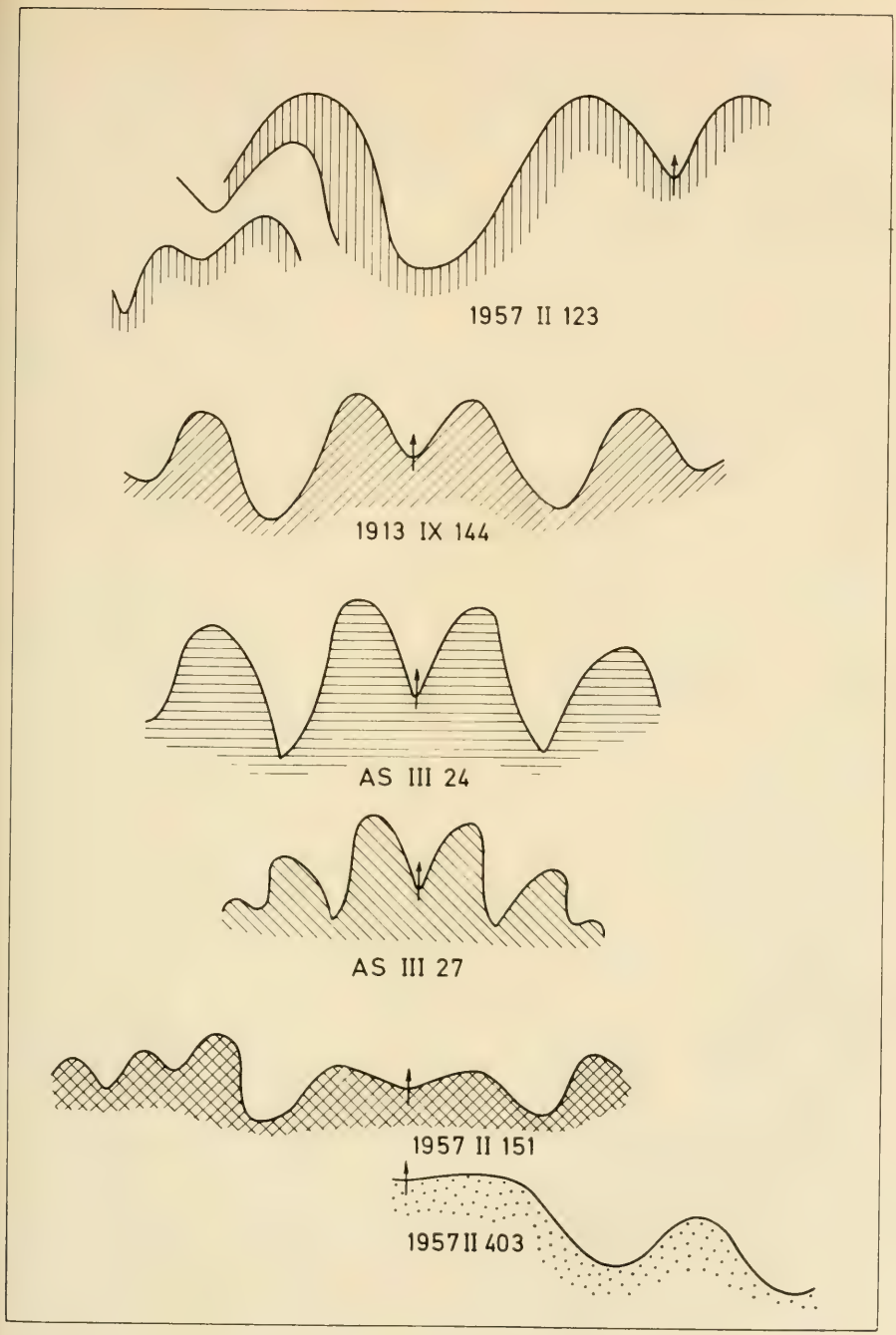
Lectotypus: Original zu Loesch 1912, Taf. 1, Fig. 4 (1907 I 501).

Locus typicus: Laisacker bei Neuburg a. d. Donau.

Stratum typicum: Untertithon, Korallenkalk, Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke.

Material: 2 vollständige Exemplare, 9 Bruchstücke.

Abb. 1: Lobenlinien (gleiche Signaturen bedeuten gleiche Individuen). *Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychorus* n. subgen. n. sp., Holotypus, 1957 II 123, Wh 52 mm, ca. 45 mm, ca. 35 mm seitenverkehrt). *P. (B). vilmae* (Loesch in Schneid), Holotypus, Wh 35 mm. *P. (P.) geinitzi* (Oppel); Orig. zu Zittel 1868: Taf. 2, Fig. 1, AS III 24, Wh 35 mm; Orig. zu Zittel 1868: Taf. 2, Fig. 3, AS III 27, Wh 21 mm. *Pseudaganides schneidi* (Loesch): 1957 II 151, Wh ca. 30 mm; 1957 II 403, Wh 44 mm, Dm 80 mm. Alle Abb. ohne Maßstab.


1957 II 123
1913 IX 144
AS III 24
AS III 27
1957 II 151
1957 II 403

Maße:

	Dm	Nw	Nw %	Wh	Wh %	Wb	Wb %
1957 II 403	106	7,8	7,4	62	58,5	ca. 55	52
	85	5,6	6,6	48,5	57	ca. 44	52
1957 II 149	107	ca. 9	8,5	63,5	59,5	61,5	57,5
	85	6	7	50	59	45	53
1957 II 126	38	? 2,5	6,5	23	60,5	23,5	62
1957 II 150	25			16	64	15	60
1907 I 501	81			47	58		
Lectotypus	56			ca. 35	62,5	31	55,5
1913 IX 502	36			22	61	22	61
Paratypus							

Beschreibung. Der größte erhaltene Dm liegt bei 110 mm, der maximale Dm dürfte 140—150 mm erreicht haben. Die Originale zu Loesch (1912, 1914) sind beide kleiner. Das größere Exemplar (= Lectotypus) hat einen max. Dm von 88 mm, das kleinere von nur ca. 40 mm, bei zumindest teilweise erhaltener Wohnkammer. Ein weiteres kleines Stück mit Wohnkammer (1957 II 404) besitzt einen Dm von ca. 33 mm. Bei diesen kleinen Exemplaren dürfte es sich um Jugendformen handeln.

Die Wohnkammerlänge beträgt 1/3 Umgang. Der Mundsaum ist in keinem Fall erhalten. Der Nabel ist eng. Die Nabelwand ist niedrig, steil, konvex und geht fließend in die Flanken über. Flanken konvex, gegen die Externseite zusammengeneigt. Sie gehen allmählich in die Externseite über. Die Externseite des Phragmokons ist gewölbt, die der Endwohnkammer ist anfangs noch gewölbt, wird aber gegen die Mündung flacher und ist schließlich median eingesenkt (Taf. 11, Fig. 3b). Die Wohnkammern der kleinen Exemplare zeigen diese Verflachung nicht. Der Windungsquerschnitt ist zunächst rundlich, breiter als hoch (bis ca. 20 mm Dm) und wird dann hochoval (Abb. 2). Die größte Wb liegt innerhalb der Flankenkmitte im Bereich des Übergangs vom Laterallobus zum Lateralsattel.

Die Skulptur bestand aus verschieden breiten, schmalen Spiralstreifen, die zusammen mit feinen Querstreifen ein engmaschiges Skulpturgitter ergeben (Taf 11, Fig. 2). Die Stärke der Skulpturelemente schwankte, so daß einmal mehr die Spiral-, einmal mehr die Querstreifen dominierten. Dieser Skulpturtyp ist auch noch auf dem kleineren Original zu Loesch (1912, 1914) zu erkennen.

Die Lobenlinie (Abb. 1) weist einen breiten, v-förmigen Innenlobus, einen flachen Nahtlobus, sowie einen breiten Flankenlobus und eine flache Einsenkung der Lobenlinie auf der Externseite auf. Letztere ist, besonders bei größerem Dm nicht immer zu erkennen. Der Sipho liegt subextern (Taf. 11, Fig. 1), etwa in 3/4 der Windungshöhe.

Differentialdiagnose, Bemerkungen. *Pseudaganides franconicus* (Oppel sensu Loesch) ist schmäler, die Flanken und die Externseite sind flacher, der Querschnitt daher mehr hochrechteckig (vgl. Abb. 2) und der Übergang Flanke—Externseite vollzieht sich rascher. Ob diese Art nur eine schlanke Variante zu *P. schneidi* darstellt (Weibchen ?), ist am vorliegenden Material nicht zu belegen. In jedem Fall ist der Oppel'sche Name auf das sehr schlecht erhaltene Urstück zu beschränken (vgl. Loesch 1914: 73 f.). Die Loesch'schen Stücke erforderten einen neuen Namen, doch müßte zuvor die Frage der Zugehörigkeit zu *P. schneidi* geklärt werden.

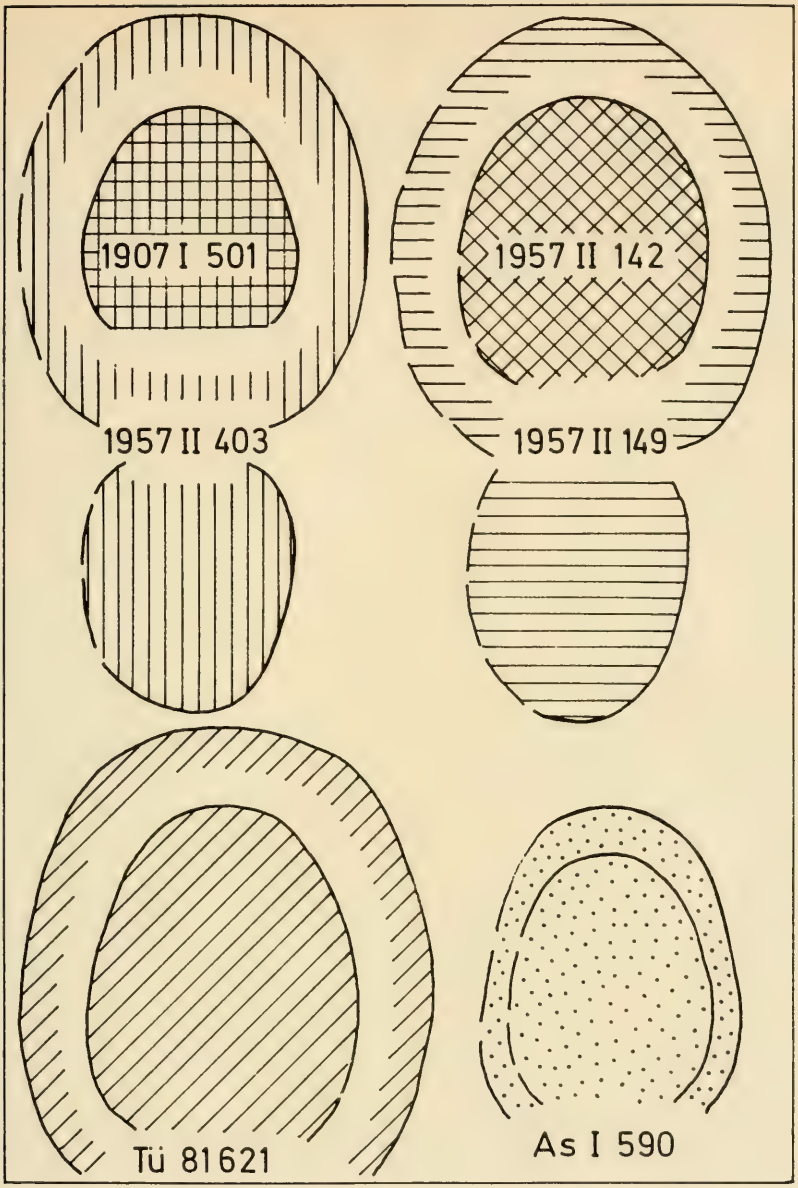


Abb. 2: Querschnitte (gleiche Signaturen bedeuten gleiche Individuen). *Pseudaganides schneidi* (Loesch): 1957 II 403, Dm 107 mm; 1907 I 501, Orig. zu Loesch 1914, Taf. 10, Fig. 4, Lectotypus, Wh 34 mm; 1957 II 149, Dm 108 mm; 1957 II 142, Wh 42 mm. *Pseudaganides franconicus* (Loesch): AS I 590, Orig. zu Loesch 1914: Taf. 10, Fig. 2, Wh 48 mm, 38 mm; Tü 81 621, Orig. zu Loesch 1914: Taf. 10, Fig. 1, Wh 69 mm, 50 mm.

Bavarinautilus n. *subgen.*

Typusart: *Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychorus* n. sp.
Derivatio nominis: Nach Bayern (lat.: Bavaria).
Diagnose: Nautiliden mit einem breiten, mäßig tiefen Externlobus (= ventral lobe in KUMMEL 1956: 398; 1964: 451), einem breiten Laterallobus, einem mehr oder weniger deutlichen, außerhalb der Naht liegenden Umbilikallobus und einem zugespitzten Internlobus.

Differentialdiagnose. Die neue Untergattung unterscheidet sich von *Pseudaganides* durch den Besitz eines Externlobus (s. o.) und eines außerhalb der Naht liegenden Umbilikallobus. Der Laterallobus erscheint tiefer und schlanker als bei *Pseudaganides*. *Pseudonautilus* s. str. weist die selben Elemente in der Lobenlinie auf wie *Bavarinautilus*, auch ist deren Lage ähnlich, doch sind die Loben schmäler und spitzer. Bei einem kleinen Exemplar (Dm 17 mm; Paratyp zu OPPEL 1865 und ZITTEL 1868: Taf. 2, Fig. 6; AS III 28) von *Pseudonautilus (P.) geinitzi* (OPPEL) sind Intern- und Externlobus deutlich v-förmig, die Sättel und Loben insgesamt jedoch nicht so schmal und zugeschärft, wie dies bei den großen Exemplaren zu sehen ist (vgl. Taf. 12, Fig. 1 und 2). Diese Lobenlinie vermittelt zwischen *Bavarinautilus* und *Pseudonautilus* s. str.. Aus ähnlichem Grund vermutet SHIMANSKY (1957: 127) eine nahe Verwandtschaft zwischen *Pseudonautilus* und *Xenocheilus*. In der Morphologie der Lobenlinie steht *Bavarinautilus* zwischen *Pseudaganides* und *Pseudonautilus* s. str.

Die Gattung *Xenocheilus* unterscheidet sich, soweit sich dies aus den Abbildungen in SHIMANSKY (1957, 1975) und PICTET (1867) erkennen läßt, durch das Fehlen eines außerhalb der Naht liegenden Umbilikallobus und durch den schmäleren, eckigeren Querschnitt. Auch scheint bei der Typusart *X. malbosi* (PICTET) und der verwandten Form *X. dumasi* (PICTET) der Externlobus weniger tief und mehr gerundet zu sein.

Folgende Arten und Exemplare werden zu *Pseudonautilus (Bavarinautilus)* gestellt:

Nautilus vilmae LOESCH in SCHNEID 1915, Mitteltithon, Unterhausen.

Nautilus ventrilobatus LOESCH in sched., Untertithon, Mörnsheim (AS I 594) und ein Gegenstück dazu aus dem Untertithon von Le Pouzin (1961 VIII 337).

Ein Vorläufer von *Bavarinautilus* könnte *Nautilus krenkeli* LOESCH in sched. (non ROLLIER in JEANNET 1951) aus dem Oxford von Brodla, Galizien sein. Er besitzt seichte, v-förmige Intern- und Externloben, der Umbilikallobus ist jedoch von außen nicht sichtbar.

Nautilus subbiangulatus ORBIGNY aus dem Bathon, den KUMMEL (1957: 397, Abb. 14c, 15d) zu *Pseudaganides* stellte und der eine *Bavarinautilus* vergleichbare äußere Lobenlinie mit sichtbarem Umbilikallobus, aber breitem Externlobus aufweist, dürfte eine frühe Seitenentwicklung von *Pseudaganides* gewesen sein.

Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychorus n. sp.
Taf. 12, Fig. 3; Abb. 1, 3

v 1959 *Pseudonautilus* aff. *P. geinitzi* (Oppel) — Barthel: S. 67.

Holotypus: Exemplar 1957 II 123, Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München.

Stratum typicum: Untertithon, Korallenkalk, Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke.

Locus typicus: Laisacker bei Neuburg a. d. Donau, Südliche Frankenalb, Bayern.

Derivatio nominis: εὐρύχωρος (eurychoros) = geräumig; wegen der breiten Wohnkammer.

Material: 2 unvollständige Stücke (Holotypus und Paratypus).

Maße: Aufgrund der fragmentarischen Erhaltung der Stücke können nur ergänzte Werte angegeben werden.

	Dm	Nw	Nw %	Wh	Wh %	Wb	Wb %
1957 II 123	120	10	8	65	54	60	50
	85	6	7	53	62	43	51
1957 II 124	115	9	8	62	54	58	51
	85	7	8	53	62	42	50

Diagnose. Art der Untergattung *Bavarinautilus* mit breiter Wohnkammer und Innenwindungen mit gerundeter Externseite. Umbilikallobus gut ausgebildet, Externlobus breit, gerundet v-förmig (Externlobus = ventral lobe in Kummel 1956 und 1964).

Beschreibung. Die Gehäuse dürften einen Enddurchmesser von ca. 120 mm erreicht haben. Die Wohnkammerlänge beträgt etwa 1/3 Umgang. Der Mundsaum des Holotypus hat eine breite Hyponombucht, ebenso weist er auf Flankenmitte eine seichte Bucht auf. An beiden Exemplaren ist eine Anhaftlinie, das Periphract, zu sehen (vgl. Stenzel 1964: 70, Abb. 52). Die Nabelregion ist nur z. T. erhalten. Die Nabelwand ist wenig hoch, steil und konvex und geht allmählich in die Flanken über. Die Flanken sind im Bereich des Phragmokon und zu Beginn der Wohnkammer flach konvex, gegen die Externseite zusammengeneigt und fallen in Nabelnähe steiler ab. Auf den Innenwindungen gehen die Flanken allmählich in die gerundete Externseite über. Gegen die Wohnkammer erscheinen Marginalkanten und die Externseite verflacht. Die Marginalkanten runden sich gegen die Mündung hin (Taf. 12, Fig. 3b).

Die Wohnkammer der beiden Individuen ist unterschiedlich gestaltet, was auf Sexualdimorphismus zurückzuführen ist (vgl. Stenzel 1964: 74, Abb. 57). Die Externseite ist beim Holotypus zunächst flach gewölbt, im vorderen Teil der Wohnkammer aber eingesenkt (Taf. 12, Fig. 3b). Beim Paratypus ist die Externseite breiter und flach gewölbt. Beim Holotypus verlaufen die Flanken innerhalb der Marginalkanten fast parallel und wölben sich erst gegen Flankenmitte stärker (Weibchen). Dadurch entsteht der Eindruck einer flachen Furche, die die Marginalkanten begleitet. Beim Paratypus sind die Flanken konvex, die Wohnkammer erscheint breiter und voluminöser (Männchen).

Sexualdimorphismus ist auch bei *Pseudonautilus (P.) geinitzi* (Oppel) zu beobachten. Die Originale zu Zittel (1868: Taf. 2, Fig. 1 und 2) weisen beide einen schlanken Phragmokon mit schmaler, flach gerundeter Externseite und schwach konvexen Flanken auf. Das Ori-

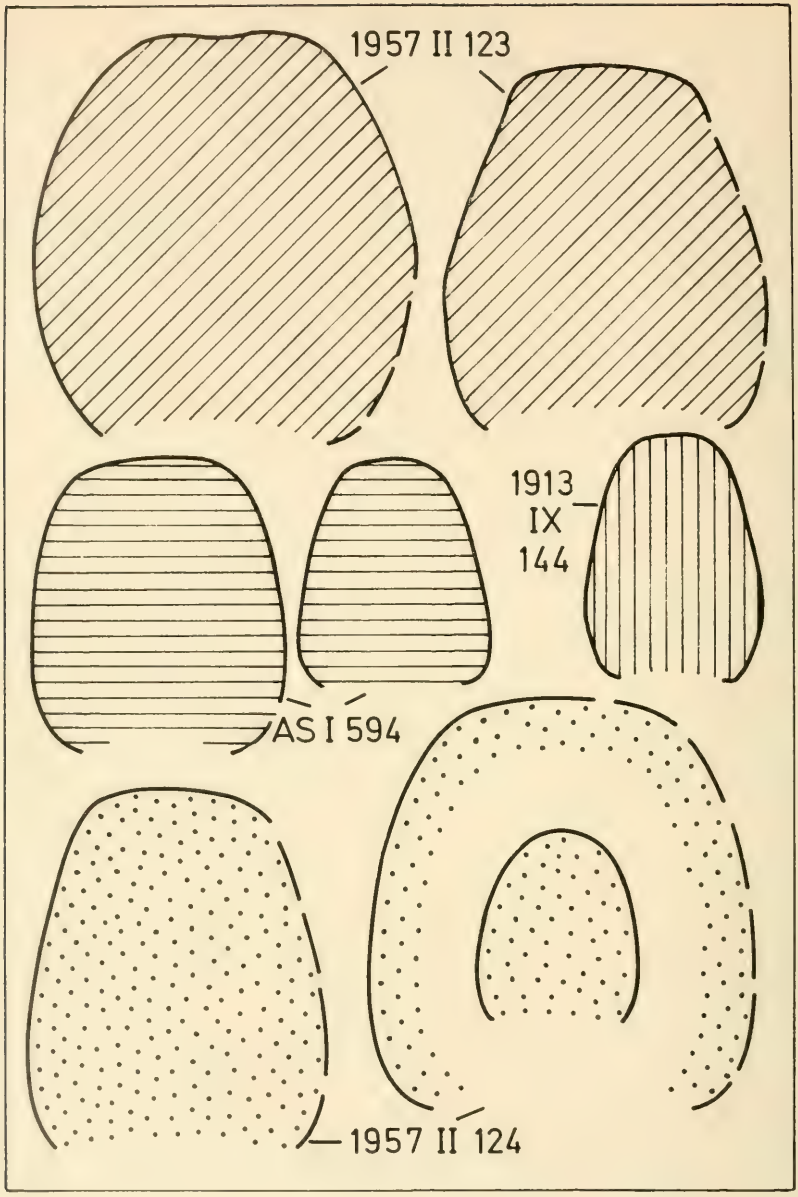


Abb. 3: Querschnitte (gleiche Signaturen bedeuten gleiche Individuen). *Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychorus* n. subgen. n. sp., Holotypus, 1957 II 123, Wh 61 mm, 55 mm; Paratypus, 1957 II 124, Wh 62 mm, 55 mm, ca. 30 mm. *P. (B.) vilmae* (Loesch in Schneid), Holotypus, 1913 IX 144, Wh 37 mm; *P. (B.)* sp., AS I 594, Wh 45 mm, 36 mm.

ginal zu Fig. 1 hat dann eine aufgeblähte Wohnkammer mit konvexen Flanken und breiter gerundeter Externseite (Männchen). Beim Original zu Fig. 2 ist die Wohnkammer dagegen schlanker, die Externseite flach gerundet und verhältnismäßig schmal, die Flanken sind leicht konvex (Weibchen). Zu beachten ist hierbei, daß das Original zu Fig. 1 bei einem Gesamtdurchmesser von 97 mm einen Phragmokon-Dm von 67 mm aufweist, während beim Original zu Fig. 2 der Gesamtdurchmesser 107 mm und der Phragmokon-Dm 94 mm betragen.

Der Windungsquerschnitt (Abb. 3) der inneren Windungen ist hochoval, im Bereich der Wohnkammer gerundet hochrechteckig. Die größte Wb liegt je nach Querschnittsform etwa auf Flankenmitte oder mehr nabelwärts.

Die Skulptur bestand aus Spiralstreifen, die zusammen mit feinen Querstreifen ein engmaschiges Skulpturgitter ergaben (vgl. *Pseudaganides schneidi*, Taf. 11, Fig. 2). Der Sipho liegt subextern, in ca. $^4/_5$ der Windungshöhe.

Differentialdiagnose. *Pseudonautilus (Bavarinautilus) vilmae* (Loesch in Schneid) unterscheidet sich durch die schlankere Gehäusegestalt und den schmalen, mehr u-förmig ausgebildeten Externlobus. Der sichtbare Umbilikallobus ist wenig ausgeprägt. Auch die beiden oben angeführten Exemplare von Mörnsheim und Le Pouzin haben ein schlankeres Gehäuse als *P. (B.) eurychorus*. Der Externlobus entspricht aber dieser Art, der sichtbare Umbilikallobus ist nicht sehr deutlich ausgeprägt. Bei *Nautilus krenkeli* Loesch in sched. ist der Externlobus schwächer entwickelt, der Umbilikallobus ist nicht sichtbar und das Gehäuse ist schlanker.

Abschließend sei noch kurz auf die phylogenetischen Tendenzen hingewiesen, die sich aus *Bavarinautilus* ablesen lassen. Die Komplizierung der Sutur, wie sie bei den Nautiliden später nur noch bei *Aturia* erscheint, ist bei *Pseudonautilus (P.)* maximal ausgeprägt. Die unmittelbare Vorstufe dazu bildet *Bavarinautilus*. Diese Untergattung weist andererseits Beziehungen zu *Pseudaganides* auf im Verlauf der Lobenlinie (gerundete Sättel und Loben). Anhand der Lobenlinie läßt sich so folgende Reihe aufstellen: *Pseudaganides* (Jura) — *Pseudonautilus (Bavarinautilus)* (bisher Untertithon — Mitteltithon) — *Pseudonautilus (Pseudonautilus)* (Obertithon — Berrias). Eine weitere, wohl nahe verwandte Form schließt sich hier an: *Xenocheilus*. Diese Gattung steht ebenso wie *Bavarinautilus* in der Ausgestaltung der Lobenlinie zwischen *Pseudaganides* und *Pseudonautilus* s. str., scheint aber vor allem in jüngeren Schichten aufzutreten (Berrias — Hauterive; Shimansky 1975: 124). Insgesamt scheint dieser Entwicklung kein Erfolg beschieden gewesen zu sein, da sie, soweit wir wissen, nicht über die Unterkreide hinaus fortsetzt.

Schriftenverzeichnis

Barthel, K. W. (1959): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras*. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **108**, 1: 47—74, Taf. 5—6, 7 Abb., 1 Textbeil., 1 Tab.; Stuttgart.

Barthel, K. W. (1961): Zum Alter der Riffkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. — Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **1**: 23—24, München.

Jeannet, A. (1951): Stratigraphie und Palaeontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. 1. Teil. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. — Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 8. Lief., **5**: XVI + 240 S., 107 Taf., 545 Abb.; Bern.

Kummel, B. (1956): Post-triassic nautiloid genera. — Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College, **114**, 7: 319—494, Taf. 1—28, 35 Abb.; Cambridge, Mass.

Kummel, B. (1964): Nautiloidea-Nautilida. In: Moore, R. C.: Treatise on invertebrate paleontology, **K**, Mollusca 3, Cephalopoda-General features — Endoceratoidea — Actinoceratoidea — Nautloidea — Bactritoidea. — 383—466, Abb. 280—337; New York (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas Press).

Loesch, K. C. v. (1912): Über einige Nautiliden des weißen Jura. — Diss.: 42 S., 3 Taf., 7 Abb.; München.

Loesch, K. C. v. (1914): Die Nautiliden des weißen Jura. Erster Teil. — Palaeontographica, **61**: 57—146, Taf. 10—15, 8 Abb.; Stuttgart.

Oppel, A. (1865): Die tithonische Etage. — Z. dt. geol. Ges., **17**: 535—558; Berlin.

Pictet, F.-J. (1867): Mélanges paléontologiques. 2. Lief. — 41—132, Taf. 8—28; Genève (Ramboz & Schuchardt).

Schneid, Th. (1915): Die Ammonitenfauna der obertithonischen Kalke von Neuburg a. D. — Geol. Palaeont. Abh., N. F., **13**: 305—416, Taf. 17—29; Jena.

Shimansky, V. N. (1957): (Über die Familie Pseudonautilidae Hyatt, 1900). — Doklady, Akad. Nauk SSSR, **112**, 1: 127—129, 2 Abb.; Moskau.

Shimansky, V. N. (1975): (Cretaceous Nautiloids) — Akad. Nauk SSSR, Paleont. Inst. Moskau, Trudy, **150**: 1—208, Taf. 1—34, 26 Abb., 47 Tab.; Moskau.

Stenzel, H. B. (1964): Living Nautilus. In: Moore, R. C.: Treatise on invertebrate paleontology, **K**, Mollusca 3, Cephalopoda — General features — Endoceratoidea — Actinoceratoidea — Nautiloidea — Bactritoidea. — 59—93, Abb. 43—68; New York (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas Press).

Zittel, K. A. v. (1868): Palaeontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreide-Formation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apenninen. I. Abteilung. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. — Palaeont. Mitt. Mus. kgl. Bayer. Staates, **2**, 1: VIII + 118 S., Taf. 1—4; Stuttgart.

Tafelerläuterungen

Tafel 11

Fig. 1—3: *Pseudaganides schneidi* (Loesch). Unteres Untertithon, Korallenkalk. Laisacker.
1: Medianschliff durch Protoconch und erste Kammern. 1957 II 404. x 3.
2: Skulptur der ersten Windungen desselben Exemplars. x 10.
3a: Seitenansicht eines Exemplares mit Wohnkammer. 1957 II 403. x 1.
3b: Rückenansicht desselben Exemplares im Bereich Wohnkammer/Phragmokonende. x 1.
Phot. M. Dressler

Tafel 12

Fig. 1—2: *Pseudonautilus (Pseudonautilus) geinitzi* (Oppel). Obertithon von Stramberg, Tschechoslowakei.
1: Das Exemplar weist noch gerundete Loben auf, ein außerhalb der Naht liegender Umbilikallobus ist nicht zu erkennen. Original zu Zittel 1868: Taf. 2, Fig. 6. AS III 28 Schrägansicht x 2.
2: Exemplar mit der für *Pseudonautilus* (P.) typischen Lobenlinie. Original zu Zittel 1868: Taf. 2, Fig. 3. AS III 27. x 1.

Fig. 3: *Pseudonautilus (Bavarinautilus) eurychoros* n. subgen. n. sp., Holotypus. Unteres Untertithon, Korallenkalk. Laisacker. 1957 II 123. x 1.
3a: Seitenansicht.
3b: Rückenansicht im Bereich Wohnkammer/Phragmokonende.
Phot. M. Dressler

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 17 125—136 München, 6. 7. 1977

Scaphiten aus dem Oberen Alb und Cenoman der Umgebung von Esfahan (Zentral-Iran)

Von Kazem Seyed-Emami*)

Mit 3 Abbildungen und Tafel 13

Kurzfassung

Aus dem oberen Alb (Vraconien) und Cenoman der Umgebung von Esfahan werden folgende *Scaphites* zum ersten Mal beschrieben: *Scaphites simplex* Jukes-Browne, *Scaphites obliquus* Sowerby, *Scaphites equalis* Sowerby, *Scaphites* aff. *equalis* Sowerby, *Scaphites hilli* Adkins & Winton, *Scaphites yonekurai* Yabe, *Scaphites similaris* Stoliczka. Es ist bemerkenswert, daß solche Arten, die gewöhnlich in zwei getrennten geographischen Räumen auftreten, bei Esfahan nebeneinander vorkommen.

Abstract

The following species of early *Scaphites* have been described for the first time from the Late Albina (Vraconian) and Genomanian of the Esfahan area: *Sc. simplex* Jukes-Browne, *Sc. obliquus* Sowerby, *Sc. equalis* Sowerby, *Sc.* aff. *equalis* Sowerby, *Sc. hilli* Adkins & Winton, *Sc. yonkurai* Yabe, *Sc. similaris* Stoliczka.

It is remarkable that such species, which usually occur in two distinct geographic realms, do occur together in Central Iran.

Einführung

Die Sedimente des oberen Albs und Cenomans sind bislang aus verschiedenen Teilen des Irans bekannt geworden. Diese bestehen gewöhnlich aus klastisch-glaukonitischen Kalken, Mergeln oder Tonschiefern mit wechselnder Mächtigkeit.

Dieselben Sedimente sind an zwei Stellen in der Umgebung von Esfahan aufgeschlossen. Einmal im Kolah-Qazi-Gebiet, ca. 30 km südöstlich von Esfahan und ein andersmal im Zefreh-Gebiet, ca. 70 km nordöstlich von Esfahan (Fig. 2). Diese stark kondensierten Schichten führen eine reiche Ammoniten-Fauna, darunter auch verschiedene Arten von *Scaphites*, die zum ersten Mal aus dem Iran beschrieben werden.

*) Dr. K. Seyed-Emami, University of Tehran, Faculty of Engineering, Tehran, Iran.

Abkürzungen

D = Durchmesser am Ende der Wohnkammer.
B = Größte Breite der Wohnkammer.
d = Größter Durchmesser des gekammerten Teiles (in Millimeter).
h = Windungshöhe des gekammerten Teiles.
b = Windungsbreite des gekammerten Teiles.
u = Nabelweite des gekammerten Teiles.
in Klammer: Prozentzahlen

Historischer Überblick

Der erste Ammonit aus dem Cenoman der Umgebung von Esfahan, ein *Turrilites*, wird von DE BÖECKH et al. (in GREGORY 1929) 17 Meilen südöstlich von Esfahan (wahrscheinlich Kolah-Qazi-Gebiet) berichtet.

KÜHN (1933) erwähnt aus dem Gebiet östlich von Esfahan sandige Tonschiefer, die Cenoman-Ammoniten enthalten sollen.

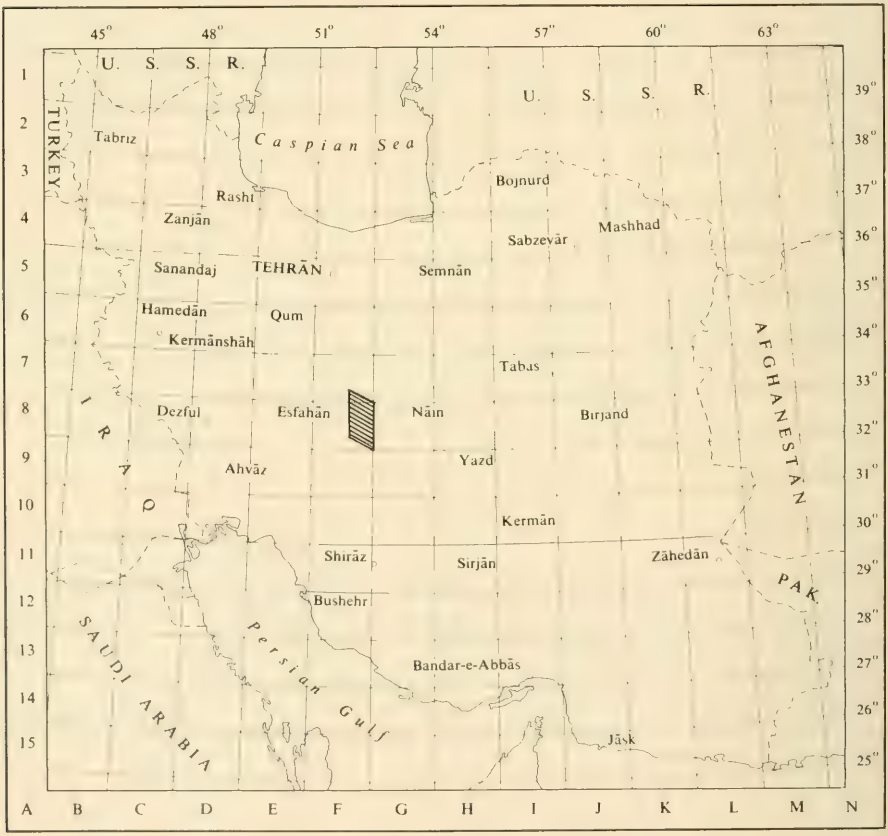


Abb. 1: Geographische Karte von Iran.

Soder (1954) nimmt das Gebiet von Esfahan zum ersten Mal auf; er erwähnt, daß Jennings und Gray westlich von Esfahan die Cenoman-Ammoniten *Acanthoceras* und *Schloenbachia varians* gefunden haben. Dabei hat er wahrscheinlich „West" mit „Ost" verwechselt, da, soweit es dem Autor bekannt ist, aus der westlichen Umgebung von Esfahan bislang keine Cenoman-Ammoniten bekannt geworden sind. Das Gebiet nordöstlich von Esfahan wurde von Stöcklin (1954) und später teilweise von Davoudzadeh & Tatevossian (1966) aufgenommen, wobei auch Cenoman-Sedimente erwähnt werden.

Die Kreide südöstlich von Esfahan wurde detailliert von Seyed-Emami et al. (1971) untersucht und in elf lithostratigraphische Einheiten aufgeteilt. Aus dem

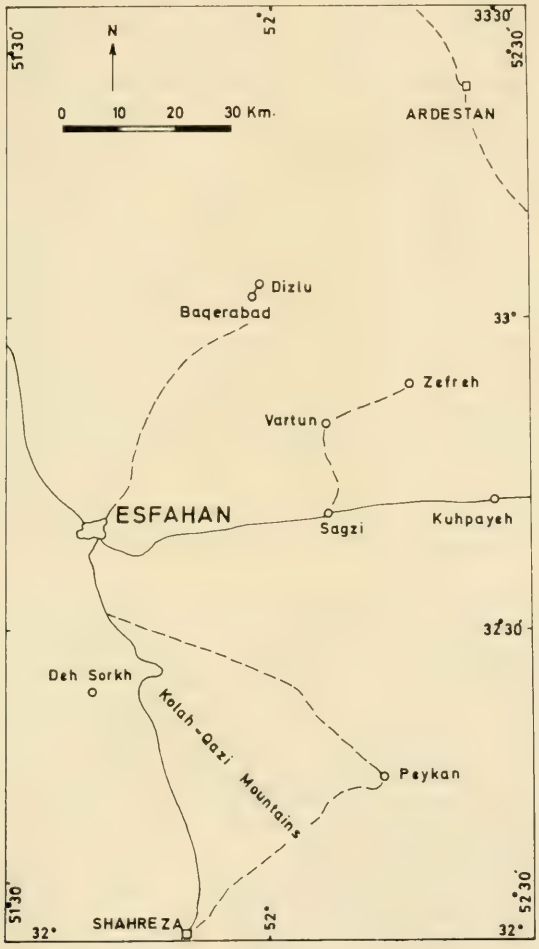


Abb. 2: Geographische Übersichtskarte von Esfahan.
(Durchgezogene Linie = asphaltierte Hauptstraße; gestrichelte Linie = ungeteerte Landstraße).

oberen Alb und Cenoman wird eine reiche Ammoniten-Fauna angeführt; außerdem konnte gezeigt werden, daß entgegen der früheren Annahmen von Stahl (1897, 1907), Clapp (1940), Furon (1941), Soder (1954) und Gansser (1955) keine cenomanen Orbitolinenkalke in der Gegend von Esfahan auftreten und daß alle hier vorhandenen Orbitolinenkalke älter als Alb sind.

Die schon bekannt gewordenen Ammoniten aus dem oberen Alb und Cenoman südöstlich von Esfahan werden von Zahedi (1973) und Zahedi (im Druck) angeführt.

Das Cenomanvorkommen in der Umgebung von Esfahan

Die Sedimente des oberen Albs (Vraconien) und Cenomans in der Umgebung von Esfahan bestehen gewöhnlich aus einzelnen, stark kondensierten, sandig-glaukonitischen Kalkbänken. Der Sandgehalt dieser Kalke ist variabel und kann stellenweise bis zu einem kalkigen Sandstein zunehmen; gelegentlich wird er auch feinkonglomeratisch. Im frischen Zustand sind diese grünlich-gelb oder grünlich-grau und sehr hart, so daß man kaum die zahlreichen Fossilien herausholen kann. Im verwitterten Zustand sind sie dunkelbraun und sehr spröde. Die Glaukonitkalke treten im Kolah-Qazi-Gebiet über den Tonschiefern des unteren und mittleren Albs (*Beudanticeras* shale von Seyed-Emami et al., 1971) deutlich hervor. Sie folgen darauf diskontinuierlich (austrische Phase) und liegen unter den kliffbildenden Inoceramenkalken (Turon-Coniac) (Fig. 3). Die Glaukonitkalke haben hier eine Mächtigkeit von ein bis zwei Metern; gegen Osten (bei Peykan) und Nordosten (bei Zefreh) nimmt die Mächtigkeit dieser Sedimente um mehrere Meter zu und sie lösen sich in einzelne Bänke von Tonschiefern und Sandsteinen auf. Westlich von Esfahan sind die Glaukonitkalke nirgends aufgeschlossen. Es ist möglich, daß die westliche Küste des Cenoman-Meeres entlang einer nord-süd-laufenden Linie, östlich von Esfahan, lag und daß das Gebiet westlich von Esfahan zu dieser Zeit ein Hoch bildete.

Das Alter und der Fossilinhalt der Glaukonitkalke

Die Glaukonitkalke führen eine reiche Fauna, die aus Korallen, Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden, Cephalopoden und Echinoideen besteht. In der Zahl der Exemplare übertreffen die Ammoniten bei weitem die übrigen Fossilgruppen. Diese können vor allem auf den flachen Hängen mit Alb-Tonschiefern, die das Liegende der Glaukonitkalke bilden, gesammelt werden. Diese sind:

Hamites (Stomohamites) cf. *charpentieri* Pictet
Lechites moreti Breistroffer
Anisoceras perarmatum Pictet & Campiche
Ostlingoceras puzosianum (Orbigny)
Mariella bergeri (Brongiart)
Mariella gresslyi (Pictet & Campiche)
Turrilites costatus Lamarck
Turrilites scheuchzerianus Bosc
Turrilites gravesianus (Orbigny)
Turrilites cf. *carcitanensis* Matheron
Scaphites simplex Jukes-Browne

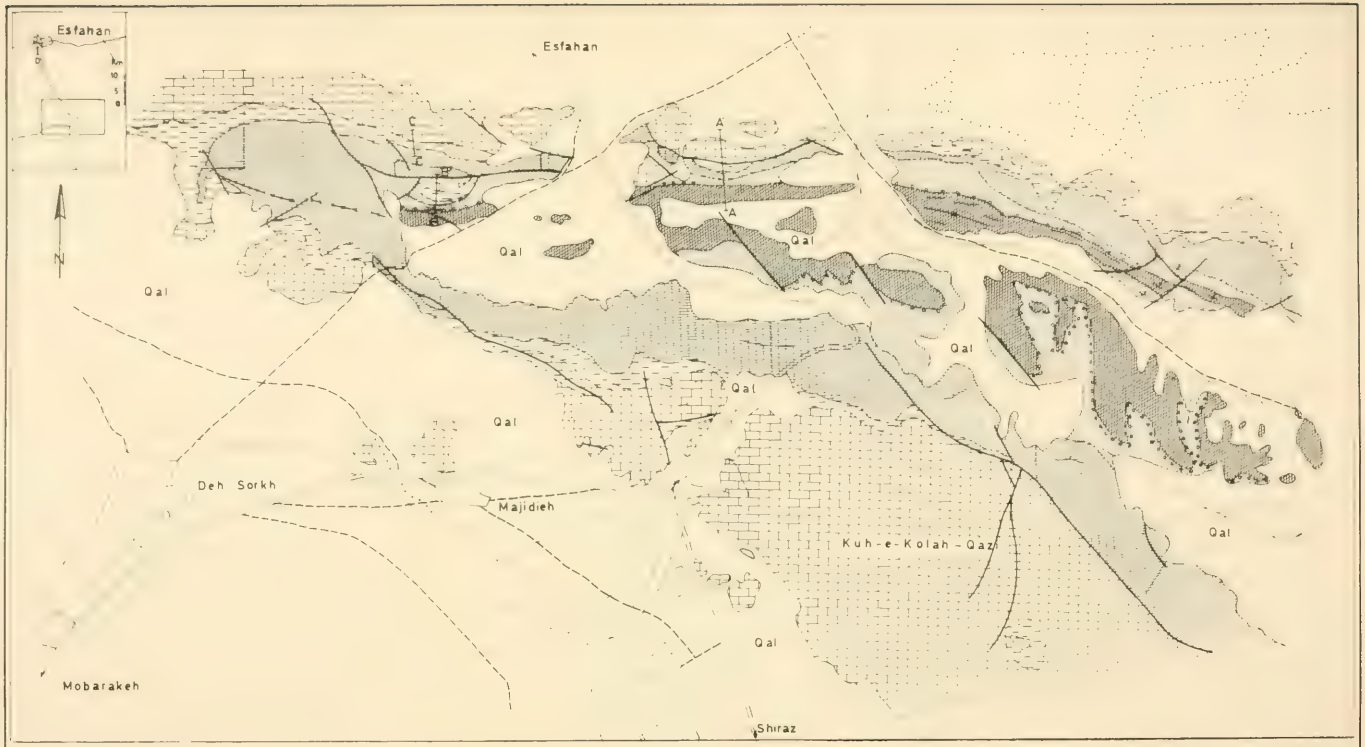
Scaphites obliquus Sowerby
Scaphites equalis Sowerby
Scaphites aff. *equalis* Sowerby
Scaphites hilli Adkins & Winton
Scaphites yonekurai Yabe
Scaphites similaris Stoliczka
Puzosia cf. *planulata* (Sowerby)
Pleurohoplites renauxianus (Orbigny)
Hyphoplites curvatus (Mantell)
Hyphoplites pseudofalcatus (Semenon)
Forbesiceras cf. *largilliertianum* (Orbigny)
Mortoniceras sp.
Schloenbachia subtuberculata (Sharpe)
Schloenbachia varians (Sowerby)
Schloenbachia subarians (Spath)
Schloenbachia ventricosa Stieler
Mantelliceras mantelli (Sowerby)
Mantelliceras saxbii (Sharpe)
Mantelliceras cressierense Renz
Mantelliceras costatum (Mantell)
Mantelliceras tenue Spath
Mantelliceras cantianum Spath
Mantelliceras tuberculatum (Mantell)
Sharpeiceras laticlavium (Sharpe)
Calycoceras cf. *subwiestii* (Spath)
Calycoceras aff. *naviculare* (Mantell)
Eucalycoceras cf. *harpax* (Stoliczka)
Acanthoceras cf. *rhotomagense* (Defrance)

Somit scheinen die Glaukonitkalke das obere Alb (Vraconien), das untere und mittlere Cenoman und wahrscheinlich auch das obere Cenoman zu umfassen.

Die Verbreitung des oberen Alb und Cenoman in Iran

Die Sedimente des oberen Alb und Cenoman zeigen im zentralen Teil des Irans keine große Verbreitung, obwohl häufig *Orbitolina*-führende Kalke und Mergel hier hinzugerechnet werden.

Im südöstlichen Zentraliran, im Gebiet um Kerman, werden häufig mächtige Orbitolinen- oder Rudistenkalke hinzugestellt (Huckriede et al., 1962; Dimitrijevic, 1973). Weiter westlich, westlich und südwestlich von Yazd, werden aus dem Alb glaukonithaltige Mergel und Tonschiefer mit reicher Ammoniten-Fauna angeführt (Huckriede et al., 1962; Nabavi, G. S. Ir., persönl. Mitt.). Aus den oberen Partien dieser Schichten sammelte Nabavi (G. S. Ir.) einen *Acanthoceras* (det. Seyed-Emami), der Cenoman anzeigt. Östlich und südöstlich von Yazd werden massige Orbitolinenkalke ins Cenoman gestellt (Nabavi, persönl. Mitt.). Weiter nordwestlich, nordöstlich von Anarak (ca. 120 km NE von Nain), transgredieren mergelige Korallen- und Orbitolinenkalke auf präkambrische Metamorphgesteine; aus diesen erwähnen Stahl (1897) und Fischer (1914, 1915) einen *Acanthoceras*, der



A-A Section A
Asphalt road
Secondary road
Fault
Qanat
Qal Quaternary - Recent
Marls with echinids
Inoceramus limestone
Glauconitic limestone with ammonites

Santonian - Campanian
Turonian - Coniacian
U. Albian - Cenomanian

Leymeriella limestone
Upper Orbitolina limestone
Shale and marls with Orbitolina
Lower Orbitolina limestone

L. Albian

Barremian - Aptian

Geological map of Kolah-Qazi area
(Southeast of Esfahan)

0 1 2 3 Km

Geological Survey of IRAN

M. Zahedi - S. Tatevossian
A. Brants - K. Seyed-Emami

1968

typisch für Cenoman ist. Aus denselben Schichten sammelte M. Davoudzadeh (G. S. Ir.) einen Ammoniten, der vom Verfasser ebenfalls als *Acanthoceras* bestimmt wurde. Weiter westlich und nördlich bei Soh (ca. 70 km NE Esfahan) und südöstlich von Semnan scheinen die Sedimente des oberen Alb und Cenoman zu fehlen, obwohl die Mergel und Tonschiefer des unteren und mittleren Alb wohl ausgebildet sind (Zahedi, 1973; Alavi-Naini, 1972). Es ist nicht sicher, ob die genannten Gebiete während dieser Zeit ein Hoch bildeten oder die genannten Sedimente einer präturonischen Erosionsphase zum Opfer gefallen sind.

Im Nordiran (Alborz-Gebirge) werden meist detritisch-glaukonitische Kalke und Mergelkalke ins Cenoman gestellt (Krumbeck, 1922; Rivière, 1934, 1936; Dellenbach, 1964; Assereto & Ippolito, 1964; Allenbach, 1966; Steiger, 1966). Folgende Ammoniten werden aus dem Cenoman des Zentral-Alborz angeführt: *Mantelliceras* sp., *Acanthoceras* cf. *couloni* (Orbigny).

Im Nordostiran (Koppeh-Dagh) bestehen die Sedimente des Alb und Cenoman aus oliven, glaukonitischen Tonschiefern und Sandsteinen mit reicher Ammoniten-Fauna (Atamir Formation; Afshar-Harb, 1969). Soweit diese Fauna dem Autor zugänglich gewesen ist, stimmt sie spezifisch mit den Arten aus dem Glaukonitkalk überein; Scapithen sind jedoch nicht darunter gewesen.

In großen Teilen des Südwestirans (Zagros-Gebirge und Küstenregion) besteht das oberste Alb und Cenoman aus meist hellen, plattig bis massigen Kalken (Sarvak Formation), die häufig flachgedrückte Ammoniten führen: *Puzosia denisoni* (Stoliczka), *Schloenbachia* sp., *Sharpeiceras laticlavium* (Sharpe), *Acanthoceras* sp. (Douville, 1904; Gregory, 1929; James & Wynd, 1965).

Systematik

Familie Scaphitidae Meek, 1876
Gattung *Scaphites* Parkinson, 1811

Scaphites simplex Jukes-Browne
Taf. 13, Fig. 7—10

1937 *Scaphites simplex* Jukes-Browne. — Spath: 504, Taf. 57, Fig. 13—23, Textfig. 176c—f, 177a—e.
1965 *Sc. (Scaphites) simplex* Jukes-Browne. — Wiedmann: 412, Taf. 54, Fig. 1, 7; Taf. 55, Fig. 4, 5; Textfig. 3e.
1971 *Scaphites simplex* Jukes-Browne. — Seyed-Emami et al.: 20.

M a t e r i a l : 17 Exemplare, meist fragmentär (Nr. 22/1—17). Faculty of Engineering, University of Tehran.

B e s c h r e i b u n g : Kleine, verhältnismäßig dicke Scaphiten, deren Endgröße zwischen 24 und 30 mm variiert. Der kugelförmige, gekammerte Teil ist ziemlich involut und besitzt einen halbmondförmigen Windungsquerschnitt. Die Berippung ist fein und dicht. Die Primärrippen gabeln sich an der Rundung zur Externseite, ohne jegliche Betonung, in zwei etwa gleichkräftige Sekundärrippen; eine dritte Schaltrippe ist ab und zu vorhanden.

B e m e r k u n g e n : Von dem sehr nahe stehenden *Sc. obliquus* unterscheidet sich *Sc. simplex* durch feinere Primärrippen, durch eine mehr aufgeblähte Innenwindung und durch etwas größere Endgröße. Nach Wiedman (1965) soll auch die

Bifurkationsstelle bei *Sc. simplex* dem Nabel näher stehen. Von *Sc. hilli* können manche der vorliegenden Formen kaum unterschieden werden. Einige der hier zugeschriebenen Formen besitzen auf der Wohnkammer etwas kräftigere Primärrippen, die denen von *Sc. obliquus* näher stehen. Wegen der deutlich größeren Windungsbreite werden sie jedoch hierhergerechnet.

Vorkommen: *Sc. simplex* wird aus dem oberen Alb von NW-Europa, Spanien und Tunesien angeführt. Bei Esfahan findet sich die Art häufig in den Glaukonitkalken.

Ein einzelnes Exemplar fand sich nördlich von Zefreh (NE-Esfahan) in den Tonschiefern, die deutlich die Glaukonitkalke unterlagern und eine typisch oberalbische (Vraconien) Fauna führen, zusammen mit *Stoliczkaia*.

Scaphites obliquus Sowerby
Taf. 13, Fig. 5, 6

1965 *Sc. (Scaphites) obliquus* J. Sowerby. — Wiedmann: 415, Taf. 56, Fig. 5, 6; Textfig. 3c.
1971 *Scaphites obliquus* J. Sowerby. — Kennedy: 33, Taf. 63, Fig. 2a, b; Taf. 64, Fig. 2, 3a, b, 4.
1971 *Scaphites obliquus* Sowerby. — Seyed-Emami et al.: 20, 23.

Material: 9. Exemplare, z. T. fragmentär (Nr. 22/18—26). Faculty of Engineering, University of Tehran.

Beschreibung: Kleine Scaphiten, deren Endgröße zwischen 22 und 26 mm variiert. Der gekammerte Teil ist mäßig involut und besitzt einen breitovalen Windungsquerschnitt.

Die Skulptur besteht aus scharfen und verhältnismäßig feinen Primärrippen, die sich an der Rundung zur Externseite in drei bis zwei deutlich feinere Sekundärrippen teilen. Die Gabelungsstelle ist zwar etwas betont, bildet jedoch keine richtigen Knoten. Schaltrippen sind häufiger vorhanden.

Die Suturlinie stimmt vollkommen mit der von *Sc. yonekurai* in Wiedmann (1965: 44, Fig. 3d) überein.

Bemerkungen: Auf die Unterschiede zu *Sc. simplex* wurde bereits (S. 131) hingewiesen. Von *Sc. equalis* unterscheidet sich dieser nach Wiedmann (S. 416) vor allem durch feinere Primärrippen auf der Wohnkammer und kleineren Wuchs.

Von *Sc. yonekurai* soll sich die Art nach Wiedmann (S. 417) allein durch den größeren Wuchs unterscheiden.

Vorkommen: *Sc. obliquus* wird aus dem unteren Cenoman von Europa und N-Afrika angeführt. Bei Esfahan wurde sie in den Glaukonitkalken gefunden.

Scaphites equalis Sowerby
Taf. 13, Fig. 1

1965 *Sc. (Scaphites) equalis.* J. Sowerby. — Wiedmann: 417, Taf. 56, Fig. 1—4; Textfig. 3a, b.
1971 *Scaphites equalis* J. Sowerby. — Kennedy: 32, Taf. 64, Fig. 5, 6.

Material: 2 Exemplare (Nr. 22/27—28). Faculty of Engineering, University of Tehran.

Maße: Nr. 22/27	D	B	d	h	b	u
	30	13,8 (46)	18,2	9,2 (50)	9 (49)	3,6 (20)

Beschreibung: Der gekammerte Teil ist mäßig evolut und besitzt einen ovalen Windungsquerschnitt. Die Skulptur besteht aus Primärrippen, die sich an der Rundung zur Externseite in zwei bis drei feinere Sekundärrippen teilen. Die Wohnkammer ist aufgebläht und trägt wenige kräftige Primärrippen und zahlreiche (3—5) Sekundärrippen.

Bemerkungen: Die Unterschiede zu den nahe verwandten Formen wie *Sc. simplex* und *Sc. obliquus* ist von WIEDMANN (1965) ausführlich behandelt worden. Von *Sc. similaris* unterscheidet sie sich allein durch den größeren Wuchs.

Vorkommen: *Sc. equalis* ist aus dem Cenoman von Europa, N-Afrika und dem Kaukasus bekannt. Bei Esfahan wurde er in den Glaukonitkalken gefunden.

Scaphites aff. *equalis* SOWERBY
Taf. 13, Fig. 2, 3

Material: 7 Exemplare (22/29—35). Faculty of Engineering, University of Tehran.

Maße: Nr. 22/30	D	B	d	h	b	u
	28,0	14,5 (25)	17,2	7,8 (45)	10,5 (61)	3,4 (20)

Beschreibung: Die vorliegenden Formen stimmen sowohl in der Größe als auch in der Berippung der Innenwindung ausgezeichnet mit *Sc. equalis* überein. Der einzige Unterschied besteht in der Berippung auf der Wohnkammer, wo die Primärrippen zahlreicher aber nicht so kräftig ausgebildet sind wie bei *Sc. equalis*. Von *Sc. obliquus* unterscheiden sich diese Exemplare durch kräftiger ausgebildete Primärrippen auf der Wohnkammer, größeren Wuchs und die Aufblähung der Wohnkammer. Allgemein scheinen sie jedoch zwischen *Sc. obliquus* und *Sc. equalis* zu vermitteln.

Vorkommen: *Sc.* aff. *equalis* wurde in den Glaukonitkalken bei Esfahan gefunden.

Scaphites hilli ADKINS & WINTON
Taf. 13, Fig. 11

1965 *Sc. (Scaphites) hilli* ADKINS & WINTON. — WIEDMANN: 421.

Material: 3 Exemplare (22/36—38). Faculty of Engineering, University of Tehran

Beschreibung: Kleine Scaphiten, die in jeder Beziehung mit *Sc. simplex* übereinstimmen und sich allein durch den kleineren Wuchs (20 mm) unterscheiden.

Vorkommen: *Sc. hilli* wird aus dem obersten Alb und Cenoman von N-Afrika, Madagaskar und Texas angeführt. Bei Esfahan wurde er in den Glaukonitkalken gefunden.

Scaphites yonekurai YABE
Taf. 13, Fig. 12, 16—17

1865 *Scaphites obliquus* SOWERBY. — STOLICZKA: 168, Taf. 81, Fig. 1—3.
1965 *Sc. (Scaphites) yonekurai* YABE. — WIEDMANN: 421, Taf. 56, Fig. 7; Textfig. 3d.

Material: 5 Exemplare (22/39—43). Faculty of Engineering, University of Tehran.

Beschreibung: *Sc. yonekurai* stimmt in seinen Merkmalen ausgezeichnet mit *Sc. obliquus* überein, unterscheidet sich durch einen etwas kleineren Wuchs und ist außerdem etwas kugelförmiger.

Die Suturlinie weist einen deutlich ausgeprägten, bifiden L auf und stimmt in allen Einzelheiten mit der bei WIEDMANN (S. 414, Textfig. 3d) abgebildeten Form überein.

Vorkommen: *Sc. yonekurai* ist aus dem Cenoman von Indien, Madagaskar, N-Australien und Frankreich bekannt. In Japan wird er aus dem Turon bis Coniac angeführt. Bei Esfahan wurde er in den Glaukonitkalken gefunden.

Scaphites similaris STOLICZKA
Taf. 13, Fig. 13—15

1865 *Scaphites aequalis* SOWERBY. — STOLICZKA: 167, Taf. 81, Fig. 4—6.
1965 *Sc. (Scaphites) similaris* STOLICZKA. — WIEDMANN: 422.

Material: 4 Exemplare (22/44—47). Faculty of Engineering, University of Tehran.

Beschreibung: *Sc. similaris* stimmt in allen Einzelheiten mit *Sc. equalis* überein, unterscheidet sich nur durch kleineren Wuchs und weniger aufgeblähte Wohnkammer.

Vorkommen: *Sc. similaris* ist bis jetzt mit Sicherheit nur aus dem Cenoman von Indien bekannt. Bei Esfahan wurde er in den Glaukonitkalken gefunden.

Zusammenfassung

Unter den frühauftretenden Scaphiten aus dem oberen Alb und Cenoman unterscheidet WIEDMANN (1965) zwei parallele Entwicklungsgruppen, die *equalis*- und die *similaris*-Gruppe. Der Hauptunterschied besteht vor allem in dem kleineren Wuchs der *similaris*- gegenüber der *equalis*-Gruppe. Außerdem ist die größere Form, die *equalis*-Gruppe, vor allem an die borealen Regionen Europas gebunden, während die *similaris*-Gruppe meist im Bereich der Tethys und des Indopazifik auftritt. Ansonsten stimmen die beiden Gruppen in allen Merkmalen überein.

Unter den Scaphiten bei Esfahan treten die beiden Gruppen mit entsprechenden Arten nebeneinander auf. Ein Zusammentreffen der beiden Gruppen wird ebenfalls aus dem Cenoman von N-Frankreich berichtet (WIEDMANN 1965).

Somit muß überprüft werden, ob nicht eventuell ein Geschlechtsdimorphismus vorliegt. In diesem Falle wäre eine spezifische Trennung der parallelen Arten nicht gerechtfertigt.

Schriftenverzeichnis

AFSHAR-HARB, A. (1969): History of oil exploration and brief description of the geology of the Sarakhs area and anticline of Khangiran. — Iranian Petroleum Inst. Bull., **37**: 89—94; Tehran (persisch).

ALAVI-NAINI, M. (1972): Etude géologique de la region de Djam (nord de l'Iran central). — Iran Geol. Surv. Rep., **23**: 288 S.; Tehran.

ALLENBACH, P. (1966): Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz, Iran). — Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n. s. **63**: 144 S.; Zürich.

ASSERETO, R. & IPPOLITO, I. (1964): Osservazioni preliminari sul Cretaceo della bassa valle del Lar (Elburz centrale, Iran). — Riv. Ital. Paleont. Strat., **70**: 1133—1182; Milano.

Clapp, F. G. (1940): Geology of Eastern Iran. — Geol. Soc. Amer. Bull., **51**: 1—102; Washington.

Davoudzadeh, M. & Tatevossian, S. (1966): Geology of the Gardaneh-Shir sedimentary area, Geol. Surv. Iran, Geol. Note (unveröffentl.).

Dellenbach, J. (1964): Contribution à l'étude géologique de la région situeé à l'est de Téhéran. — Thesis Univ. Strassburg: 120 S.; Strassbourg.

Douville, H. (1904): Mission J. de Morgan. Etude géologiques, 3, Paléontologie pt. 2, Mollusques fossiles. — 191—380, 50 Taf.; Paris.

Dimitrijevic, M. D. (1973): Geology of Kerman region. — Iran Geol. Surv. Rep. Yu/**52**: 334 S.; Tehran.

Fischer, E. (1914): Zur Stratigraphie des Mesozoikums in Persien. — Z. dt. Geol. Ges., Mber., **66** (1): 39—46; Berlin.

Fischer, E. (1915): Jura- und Kreideversteinerungen aus Persien. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung., **27**: 207—273, 3 Taf.; Wien.

Fürst, M. (1970): Stratigraphie und Werdegang der östlichen Zagrosketten (Iran). — Erlangener Geol. Abh., **80**: 50 S.; Erlangen.

Furon, R. (1941): Géologie du Plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Bélutchistan). — Mém. Mus. Nat. Hist. natur., n. s. **7**(2): 177—414; Paris.

Gansser, A. (1955): New Aspects of the Geology in Central Iran. — Proc. 4. World Petrol. Congr., Sec. I/A: 279—300; Rom.

Gregory, J. W. (1929): The Structure of Asia. — Methuen and Co. Ltd., London.

Huckriede, R., Kürsten, M. & Venzlaff, H. (1962): Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). — Beih. Geol. Jb., **51**: 197 S.; Hannover.

James, G. A., & Wynd, J. G. (1965): Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. — A. A. P. G. Bull., **49**(12): 2182—2245; Tulsa.

Kennedy, W. J. (1971): Cenomanian Ammonites from Southern England. — Paleont. Assoc., Spec. Pap., **8**: 133 S., 64 Taf.; London.

Krumbeck, L. (1922): Stratigraphische Ergebnisse von Niedermayers Reise durch Persien. — Zbl. Mineral. usw., **1922**: 19—23; Stuttgart.

Kühn, O. (1933): Das Becken von Isfahan-Saidabad und seine altmiocäne Korallenfauna. — Palaeontographica, A, **79**: 173—218, 3 Taf.; Stuttgart.

Rivière, A. (1934): Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse). — Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique, **7**: 1—90, Taf. 1—14; Paris.

Rivière, A. (1936): Contribution à l'étude géologique de l'Anti-Elbourz. — Bull. Soc. Géol. France, **6**(5): 277—298, Taf. 17; Paris.

Soder, P. A. (1954): Contributions to the geology of the Isfahan-Gavkhuni area. — Nat. Iran. Oil Co., Gel. Rep., **110**: 37 S. (unveröffentl.).

Seyed-Emami, K., A. Brants & F. Bozorgnia (1971): Stratigraphy of the Cretaceous Rocks Southeast of Esfahan. — Iran Geol. Surv. Rep., **20**: 1—39, Taf. 1—5; Tehran.

Spath, L. F. (1937): A monograph of the Ammonoidea of the Gault. — Palaeont. Soc., **90**: 497—540, Taf. 57—58; London.

Stahl, A. F. (1897): Zur Geologie von Persien. Geognostische Beschreibung von Nord- und Zentral-Persien. — Petermanns Mitt., Erg.-H., **122**: 72 S.; Gotha.

Stahl, A. F. (1907): Geologische Beobachtungen in Zentral- und Nordwestpersien. — Petermanns Mitt., **53** (8): 169—204; Gotha.

Steiger, R. (1966): Die Geologie der West-Firuz-Kuh Area (Zentralelburz, Iran). — Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. **68**: 145 S.; Zürich.

Stöcklin, J. (1954): Geology of the area between Kashan, Ardestan and Isfahan. — Natn. Iran. Oil Co., Gel. Rep., **108**: 24 S. (unveröffentl.).

Stoliczka, F. (1865): The fossil cephalopoda of the Cretaceous rocks of southern India. — Palaeont. Indica, **10—13**: 155—216, Taf. 81—94; Calcutta.

Wiedmann, J. (1965): Origin, limits and systematic position of *Scaphites*. — Palaeontology, **8**: 397—453, Taf. 53—60; London.

Zahedi, M. (1973): Etude géologique de la region de Soh (W de l'Iran Central). — Geol. Surv. Iran Rep., 27: 197 S.; Tehran.
Zahedi, M. (im Druck): Explanatory text of the Esfahan Quadrangle Map, 1: 250 000. — Geol. Surv. Iran Quadrangle.

Tafelerläuterungen

Tafel 13

Fig. 1a, b: *Scaphites equalis* Sowerby, Nr. 22—27.
Fig. 2a, b, c: *Scaphites* aff. *equalis* Sowerby, Nr. 22—30.
Fig. 3a, b: *Scaphites* aff. *equalis* Sowerby, Nr. 22—32.
Fig. 4: *Scaphites obliquus* Sowerby, Nr. 22—18.
Fig. 5a, b: *Scapithes obliquus* Sowerby, Nr. 22—20.
Fig. 6a, b: *Scaphites obliquus* Sowerby, Nr. 22—21.
Fig. 7a, b: *Scaphites simplex* Jukes-Browne, Nr. 22—5.
Fig. 8a, b: *Scaphites simplex* Jukes-Browne, Nr. 22—3.
Fig. 9a, b: *Scaphites simplex* Jukes-Browne, Nr. 22—10
Fig. 10a, b: *Scaphites simplex* Jukes-Browne, Nr. 22—4.
Fig. 11a, b, c, d: *Scaphites hilli* Adkins & Winton, Nr. 22—36.
Fig. 12a, b: *Scaphites yonekurai* Yabe, Nr. 22—42.
Fig. 13: *Scaphites similaris* Stoliczka, Nr. 22—46.
Fig. 14: *Scaphites similaris* Stoliczka, Nr. 22—47.
Fig. 15a, b: *Scaphites similaris* Stoliczka, Nr. 22—44.
Fig. 16a, b: *Scaphites yonekurai* Yabe, Nr. 22—41.
Fig. 17a, b: *Scaphites yonekurai* Yabe, Nr. 22—40.

Glaukonitkalke von Esfahan, Zentral-Iran.
Material: Faculty of Engineering, University of Tehran.

(Alle Figuren in natürlicher Größe)

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 137—156 München, 6. 7. 1977

Untersuchungen an jurassischen Thalassinoidea (Crustacea, Decapoda)

Von Reinhard Förster*)

Mit 7 Abbildungen und Tafel 14

Kurzfassung

Aus dem höheren Oxfordium Polens wird ein neuer Krebsfund, *Magila dura bicristata* n. ssp., beschrieben. Es ist der bisher älteste Nachweis eines Thalassiniden-Carapaxes. Anhand einer Bestandsaufnahme und Analyse aller jurassischen Funde kann gezeigt werden, daß die Thalassinoidea bereits im höheren Jura ein Entwicklungsstadium erreicht hatten, das dem primitiver rezenter Axiidae weitgehend entsprach. Zahlreiche Merkmale besonders in der Morphologie des Carapax sprechen für eine enge Verwandtschaft mit den Glypheoidea, von denen die Thalassinoidea abzuleiten sein dürften. Diese verwandtschaftlichen Beziehungen und eine teilweise ähnliche endobiontische Lebensweise deuten darauf hin, daß außer den Thalassinoidea auch Vertreter der Glypheoidea als Erzeuger von Grabgangsystemen und Koprolithen berücksichtigt werden müssen, die bislang den Thalassinoidea zugeschrieben wurden; das gilt vor allem für triassische und ältere Funde.

Abstract

The carapace of a new decapod crustacean, *Magila dura bicristata* n. ssp. from the Oxfordian of Poland is described. It represents the earliest fossil record of a thalassinoid carapace. An analysis and discussion of the Jurassic representatives shows that the Thalassinoidea had reached an organizational level comparable to that of primitive Recent Axiidae by the Upper Jurassic. Striking similarities particularly in the morphology of the carapace indicate a close phylogenetic relationship with the glypheoids. It is considered that the Thalassinoidea originated from the Glypheoidea. Remains of glypheoids occurring in burrow systems demonstrate a similar endobiontic way of life. This suggests that not only thalassinoid but also glypheoid decapods must be regarded as the producers of burrow systems and coprolites, attributed so far to the action of thalassinoids. This hold true especially for pre-Triassic and Triassic burrows and coprolites.

*) Dr. R. Förster, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

1. Einleitung 138
2. Jurassische Thalassinoidea 139
2.1 Scheren-Funde 139
2.1.1 *Etallonia* Oppel 1861 139
2.1.2 *Magila* Münster 1839 143
2.2 Carapax-Funde 146
2.2.1 *Magila* Münster 1839 147
2.2.2 Beschreibung des Neufundes 148
2.2.3 *Etallonia* Oppel 1861 149
3. Phylogenetische Beziehungen 150

1. Einleitung

Thalassinoide Krebse sind ein wichtiger Bestandteil der Lebewelt des heutigen Litorals. Lokal können sie, etwa auf Weichböden in Subtropen und Tropen so stark vertreten sein, daß sie diesen Lebensraum geradezu beherrschen. Mit mehr als 128 Arten in 22 Gattungen ist diese Krebs-Gruppe litoral weltweit verbreitet. Ein charakteristisches Merkmal ist ihre endobiontische Lebensweise, das Graben im Sediment und das Leben in Wohnbauten. Die ökologische Bedeutung dieses Verhaltens dürfte vor allem in einem Schutzbedürfnis liegen. Gegenüber vielen anderen Krebsen ist ihr Panzer relativ weichhäutig. Lediglich das erste Scheren-Paar ist stärker verkalkt. Dementsprechend dominieren in der paläontologischen Überlieferung isolierte Scheren-Funde, die lokal massenhaft vorkommen können, während Carapax-Reste äußerst selten sind.

Neben dem direkten Nachweis durch Körperfossilien liefert die grabende Lebensweise der Thalassinoidea indirekt zahlreiche Hinweise auf ihre Verbreitung in Raum und Zeit, die quantitativ überwiegen. Mit der zunehmenden Bedeutung der Interpretation von Fazies, Ablagerungsbedingungen und palaeogeographischen Gegebenheiten in der modernen Geologie finden gerade derartige Spuren ein wachsendes Interesse. Grabgangsysteme, vergleichbar denen rezenter Thalassinoidea, lassen sich bis in das Jungpaläozoikum zurückverfolgen. Nur in seltenen Fällen lieferten sie auch Reste des ursprünglichen Bewohners.

Als weitere Lebensäußerung können außerdem fossile Kotballen, Koprolithen, herangezogen werden. Die Kotballen der Thalassinoidea weisen eine charakteristische Internstruktur auf. Je nach Anordnung und Zahl von Längskanälen und deren Querschnitt lassen sich fossile Koprolithe einzelnen „Form"-Spezies zuordnen, die enge Beziehungen zu Kotballen rezenter Vertreter aufweisen. Derartige, fossilen Thalassinoidea zugeschriebene Koprolithe reichen mindestens bis in die tiefere Trias zurück.

Gegenüber diesen indirekten Nachweisen bis in das Jungpaläozoikum kennt man Körperfossilien von Thalassinoidea erst seit dem mittleren Jura. Ein neuer Carapax-Fund aus dem Oxford Polens machte eine Bestandsaufnahme und Analyse aller frühen zu den Thalassinoidea gestellten Reste wünschenswert.

Für die Ausleihe des polnischen Stückes bin ich Herrn Dr. A. Radwanski, Warschau (Geol. Inst.), zu Dank verpflichtet. Ferner unterstützten mich durch Ausleihen die Sammlungen in Berlin (Paläont. Mus.), Göttingen, London, Stuttgart, Tübingen und Wien (Naturhist. Mus.).

2. Jurassische Thalassinoidea

Von den vier rezenten Familien der Thalassinoidea sind nach den bisherigen Funden nur Vertreter der Axiidae HUXLEY und der Callianassidae DANA bereits aus dem Jura belegt. Nach GLAESSNER (1969) sind die Axiidae mit den Gattungen *Etallonia, Magila* und *Protaxius* vertreten, die Callianassidae mit der Gattung *Upogebia.* Während *Etallonia* und vor allem *Magila* aus den Solnhofener Plattenkalken in einer Reihe vollständiger Individuen überliefert sind, handelt es sich bei allen übrigen Funden um bruchstückhaftes Material, in der Regel um isolierte Scheren- und Subchelae-Reste, sehr viel seltener um einzelne Carapax-Fragmente. Die Gattung *Protaxius,* von BEURLEN (1930a) für *Callianassa isochela* WOODWARD und die schlanken Subchelae des süddeutschen Oberjura eingeführt, fällt in die Synonymie von *Etallonia* (FÖRSTER 1965). Die beiden von MOERICKE (1889) *Upogebia* zugeordneten Carapax-Reste aus dem höheren Tithon von Stramberg und ein von PATRULIUS (1959) unter *Palaeoaxius straeleni* beschriebener Carapax aus dem höheren Tithon Rumäniens können bei der Gattung *Magila* angeschlossen werden.

Für eine eindeutige Zuordnung zu einer der vier Familien ist vor allem die Kenntnis der Carapax-Gliederung und des Abdomens wichtig. Die Scheren bzw. Subchelae des ersten Pereiopoden-Paares sind in ihrer Form und Skulptur zu variabel; je nach Funktion können sehr ähnliche bis nahezu übereinstimmende Scheren-Typen in verschiedenen Familien auftreten. Außerdem ist bei den Thalassinoidea eine unterschiedliche Ausbildung der rechten und linken Schere — Heterochelie — weit verbreitet. Die kräftige, gedrungene „Knack"-Schere eines Individuums zeigt mit der kleineren, gestreckten „Zwick"-Schere wenig Gemeinsamkeiten. Schließlich kann es sich bei isolierten Funden noch um Scheren des 2. Pereiopoden-Paares handeln. Scheren sind deshalb für stammesgeschichtliche Untersuchungen von nur untergeordneter Bedeutung.

Um so wichtiger sind die vollständigen Funde aus den Solnhofener Plattenkalken von *Magila latimana* MÜNSTER und *Etallonia longimana* (MÜNSTER). Die Scheren des 1. Pereiopoden-Paares unterscheiden sich charakteristisch. Während *Magila* mit einer breiten, gedrungenen Schere enge Beziehungen zu *Callianassa* aufweist, zeigen die schlanken Subchelae von *Etallonia* deutliche Anklänge an die gestreckten Subchelae triassischer Glypheidae (vgl. Abb. 7). Am 2. Pereiropoden-Paar sind dagegen sowohl bei *Magila* als auch bei *Etallonia* annähernd gleich gestaltete Scheren entwickelt. Sie entsprechen in ihrer gedrungenen Form der Schere des 1. Pereiopoden bei Magila; OPPEL's Darstellung (1862: Taf. 12, Fig. 3) ist unzutreffend. Abgesehen von der Größe scheint lediglich der Zahn auf der Schneide des Index zu fehlen. Eine eindeutige Zuordnung derartig kleiner isolierter Scheren ohne guterhaltenen Index ist daher nicht möglich. Eine Analyse aller bisher beschriebener jurassischer Scheren und Subchelae bezogen auf die Chelae dieser beiden besser bekannten Gattungen liefert folgendes Zuordnungsmuster.

2.1 Scheren-Funde

2.1.1 *Etallonia* OPPEL 1861

Diagnose: Subchelae mit geringer Heterochelie; Propodus gestreckt, annähernd doppelt so lang wie breit (Länge: Breite = 2,0). Leicht gewölbte Oberseite, abgeflachte Unterseite. Schwach geschwungene Außenkante, scharfkantig. Gerade Innenkante mit einer mehr abgerundeten Kante. Index kurz, nur etwa 1/3 der Pal-

ma-Länge, mit kräftigem Zahn auf basaler Hälfte. Weitaus kräftigerer und nahezu doppelt so langer Dactylus. Skulptur aus chagrinartig undulösen, querverlaufenden schwachen Runzeln (Abb. 1).

Carpus trapezoedrisch, kaum länger als breit (Propodus: Carpus = 2,2—2,5); im Querschnitt linsenförmig; distal so breit wie Propodus, proximal um 1/3 verjüngt und median zur Aufnahme des Merus leicht eingebuchtet. Merus etwas länger als Carpus (Pp: Merus ~2,0), gestreckt trapezoedrisch. Innenseite abgeflacht, Außenseite in vorderer Hälfte giebelartig aufgewölbt, mit einer medianen Längskante; im Querschnitt dreieckig.

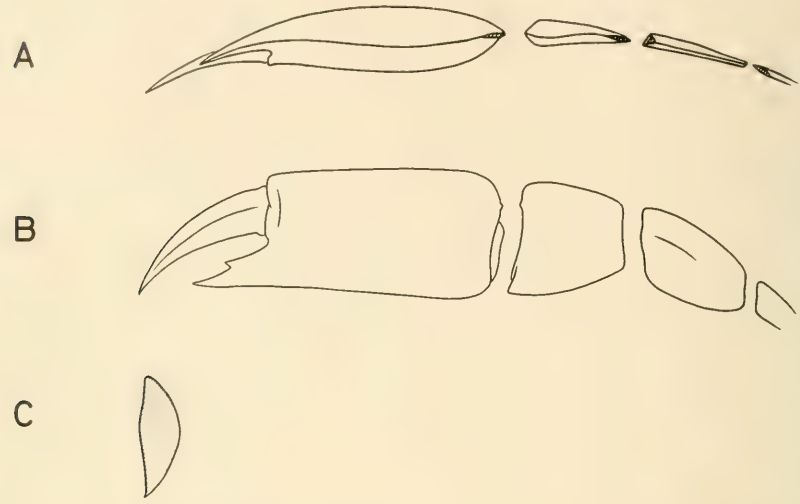


Abb. 1: *Etallonia suprajurensis* (Quenstedt)
Linke Subchela des 1. Pereiopoden; von unten (**A**), von der Außenseite (**B**) und im Querschnitt (**C**), (ca. 15x vergr.).
Lower (**A**) and outer (**B**) views and cross-section (**C**) of the left subchela of the first pereiopod (x 15).

Die oberjurassischen Subchelae variieren in Form und Skulptur nur geringfügig. Bei einem Vergleich mit dem zahlenmäßig am reichsten vorliegenden Material von *E. suprajurensis* aus den Neuburger Bankkalken fallen alle übrigen untersuchten Subchelae sowohl von *E. longimana*, als auch von *Protaxius isochelus*, *P. tithonicus* und *Callianassa subtilis*, in die Variationsbreite dieses Materials. (Vgl. Abb. 2); lediglich die aus den sog. „shrimp bed" (oberstes Portland) Südenglands stammenden Reste sind etwas schlanker. Eine Aufteilung auf diverse „Arten", wie es für die kretazischen und tertiären *Callianassa*-Scheren üblich ist, ist daher problematisch. In der nachfolgenden Aufstellung werden die in der Literatur eingebürgerten „Arten" gesondert aufgeführt, wenngleich nach den meßbaren Daten und nach der Skulptur eine Zusammenfassung durchaus denkbar wäre (Abb. 2).

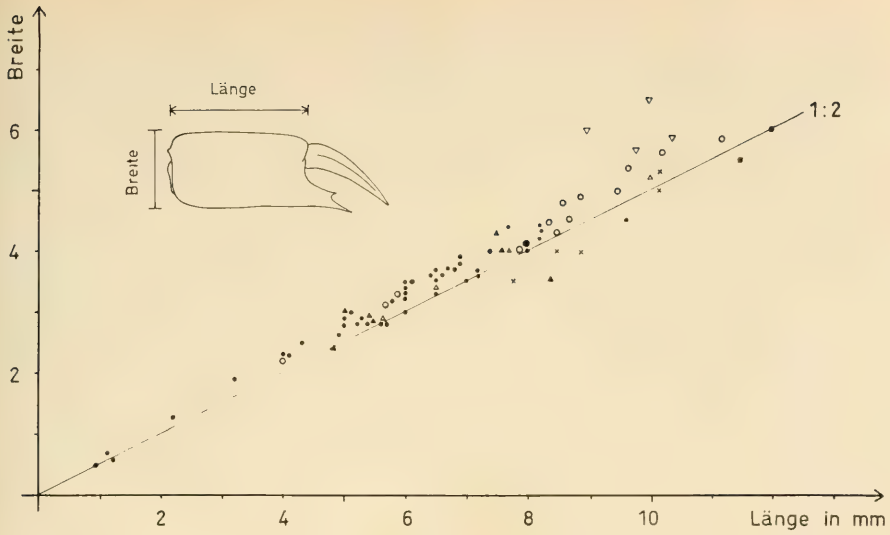


Abb. 2: Variationsbreite der Subchelae bei der Gattung *Etallonia*. Verhältnis Breite: Länge des Propodus.
Width and length of the subchelae of the genus *Etallonia*. Sketch shows dimensions measured.

- • *E. suprajurensis*, Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithonium)
- ○ *E. suprajurensis*, Mörnsheimer Schichten (Unter-Tithonium)
- ▲ *E. longimana*, Solnhofener Plattenkalke (Unter-Tithonium)
- ● *E. longimana*, Holotypus
- △ *E. isochela*, Kimmeridgium, Südengland
- × *E.* sp., Portland shrimp bed, Südengland
- ⌀ *E.* sp., Kimmeridgium, Tanzania
- ▽ *P. infracretacea*, Hauterivium, Ostfrankreich

Typusart: *E. longimana* (Münster 1839)
Vorkommen und Verbreitung:

E. suprajurensis (Quenstedt 1852), Kimmeridgium, Unter-Mitteltithonium, Nord- und Süddeutschland, Schweiz, Österreich.

Reste dieser von Quenstedt erstmals aus den „Krebsscheren-Kalken" Württembergs beschriebenen Subchelae kommen in diversen Horizonten des süddeutschen Oberjura z. T. massenhaft vor (u. a. Krebsscherenkalke, Neuburger Bankkalke, Mörnsheimer Schichten). Hier anzuschließen sind *Protaxius suevicus* Beurlen, *P. tithonicus* Glaessner und *Callianassa betajurensis* (Quenstedt). Quenstedt hatte den Namen *„Pagurus suprajurensis"* für zwei verschiedene Scheren-Typen gebraucht, ohne jemals eine eindeutige Definition zu geben. Erst Beurlen (1930 a) ordnete diese in der älteren Literatur teils als *Magila*, teils als *Callianassa suprajurensis* bezeichneten Scheren- und Subchela-Reste verschiedenen Gattungen zu. Für die schlanken Subchelae führte er den neuen Namen *Protaxius suevicus* ein, während er für die quadratischen Scheren vom *Magila*-Typ den alten Quenstedtschen Namen *M. suprajurensis* beibehielt. Im Stratum typicum, den Krebsscheren-Kalken Württembergs herrschen die Subchelae

von *Etallonia* vor. Da außerdem die erste Abbildung QUENSTEDT's (1852 Taf. 20, Fig. 8, non 9) eine *Etallonia*-Subchela zeigt, dürfte es gerechtfertigt sein, die QUENSTEDT'sche Bezeichnung *suprajurensis* auf die weitaus häufigeren Subchelae von *Etallonia* zu beschränken. Die selteneren Scheren vom *Magila*-Typ werden mit Vorbehalten *Magila latimana* MÜNSTER zugerechnet (FÖRSTER 1965: 146), wenngleich darauf hingewiesen werden muß, daß es sich bei kleinen Scheren ohne den typischen Zahn auf der Schneide des Index durchaus auch um Scheren des 2. Pereiopoden von *Etallonia* handeln kann.

Die von QUENSTEDT unter *Callianassa betajurensis* beschriebenen Subchelae unterscheiden sich in Form und Skulptur nicht von den Exemplaren des Krebsscherenkalkes. Das gilt auch für die als *Protaxius tithonicus* GLAESSNER (in: BACHMAYER 1947: 40) bezeichneten Subchelae aus dem Ernstbrunner Kalk (Tithon) Nieder-Österreichs.

E. longimana (MÜNSTER 1839), unteres Tithonium (Solnhofener Plattenkalke), Bayern

Die Subchelae dieser seltenen, stets verdrückten Form der Plattenkalke (insgesamt 5 Exemplare) fallen in die Variationsbreite von *E. suprajurensis*.

E. isochela (WOODWARD 1876), höheres Kimmeridgium (Kimmeridge Clay), Südengland, Nordfrankreich

Für diese von WOODWARD als *Callianassa* gedeutete Subchelae stellte BEURLEN (1930a) aufgrund eines vollständigeren Exemplars (Teile des Carapax, Abdomen, 1. und 2. Pereiopoden) die Gattung *Protaxius* auf. Die Subchelae entsprechen in Form und Skulptur den Subchelae von *E. suprajurensis*. Die Funde sind wie in den Plattenkalken stark verdrückt.

E. subtilis (KRAUSE 1908) unteres Oxfordium, Ostpreußen

Kleine, zierliche Subchelae, die in Form, Größe und Skulptur *E. suprajurensis* entsprechen.

E. sp. ARKELL (1933: 485), oberstes Portlandium (shrimp-bed), Süd-England

Subchelae etwas schlanker und gestreckter als *E. suprajurensis;* relativ groß.

E. sp. BEURLEN (1933: 91, Abb. 2), Kimmeridgium, Tanzania

Zwei isolierte, relativ große Subchelae (größte bisher bekannte Subchelae), die jedoch in den Proportionen *E. suprajurensis* entsprechen.

Die aus dem Neokom Ost-Frankreichs und dem Hauterive von Saint-Croix von TRIBOLET (1874) unter *Callianassa infracretacea* beschriebenen Subchelae (Slg. Lausanne, Basel) zeichnen sich gegenüber *Callianassa* durch einen viel schlankeren Propodus aus. Im Längen/Breiten-Verhältnis und dem kurzen Index stehen sie den Subchelae von *Etallonia* (Abb. 2) sehr viel näher als den gedrungenen Scheren von *Protocallianassa*. Für eine Zuordnung ist das geringe Material (4 Subchelae-Reste) nicht ausreichend.

Die von SECRETAN (1975: 343) zu *Protaxius* gestellten Reste aus dem Obereozän von Monte Bolca *(P. eocenicus)* unterscheiden sich nicht nur durch einen viel gedrungeneren Propodus, sondern auch deutlich durch die Ausbildung von Scheren gegenüber den Subchelae der jurassischen *Etallonia*.

Diagnose: Chelae mit geringer Heterochelie. Propodus gedrungen, nur wenig länger als breit (L: Br = 1,1—1,2), im Umriß gerundet-rechteckig. Flache Unter-(Innen)-seite. Scharfe Außen- und Innenkante, z. T. fein gezähnelt. Ventrale (Außen-)Kante schwach geschwungen, proximal leicht aufwärtsgebogen, Innenkante von vorn nach hinten gleichmäßig abwärts gewölbt. Carpusgelenkung stark eingeschnürt, schräg nach außen verlaufend. Dactylus-Gelenkung mit schwachem Wulst; Index gegenüber Vorderrand nahezu rechtwinklig vorspringend, durch seichten Einschnitt vom Vorderrand abgesetzt (Abb. 3).

Index und Dactylus kürzer als Propodus, beide ventralwärts gekrümmt, im Querschnitt gerundet triangulär. Index mit scharfer Außenkante, Dactylus extern mehr abgerundet. Index mit kräftigem Zahn auf der Schneide, meist auf distalem Teil. Dactylus massiver und länger als Index. Skulptur aus chagrinartig undulösem querverlaufenden Muster, auf Außenseite z. T. durch ebenfalls wellenlinienartig angeordnete feine Pustel verstärkt; an den Kanten feine Tuberkel und Grübchen.

Carpus trapezoedrisch, kaum länger als breit (Pp.: Cp = 1,8—2,0) im Quer-

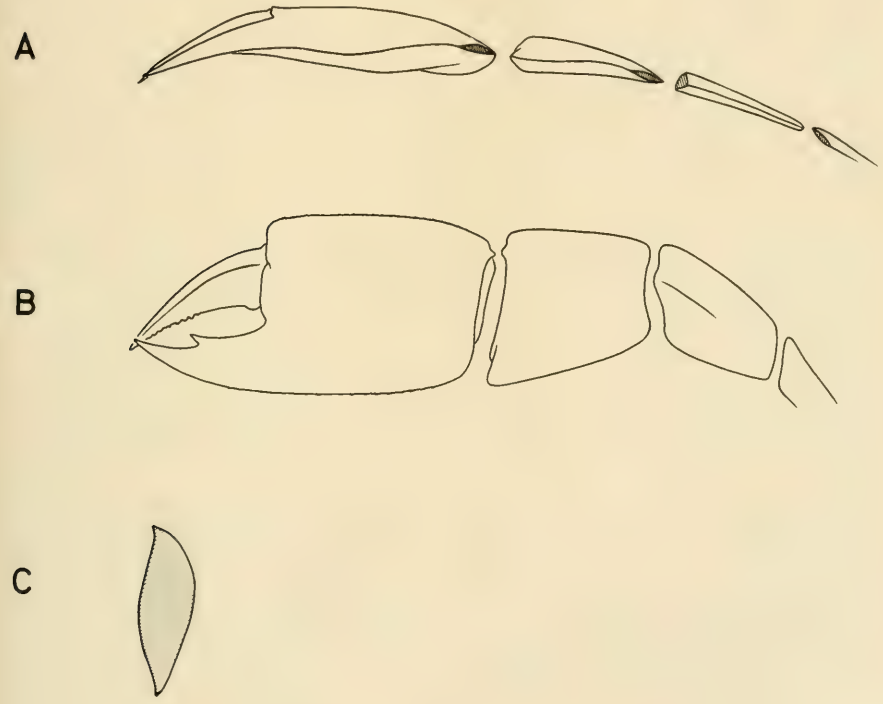


Abb. 3: *Magila latimana* Münster
Linke Schere des 1. Pereiopoden von unten (A), von der Außenseite (B) und im Querschnitt (C), (ca. 10x vergr.).
Lower (A) and outer (B) views and cross-section (C) of the left chela of the first pereiopod (x 10).

schnitt linsenförmig. Distal so breit wie Propodus, proximal um 1/3 verjüngt und median zur Aufnahme des Merus leicht eingebuchtet. Merus kürzer als Carpus (Pp: Merus $\sim$ 2,1), gestreckt trapezoedrisch. Außenseite im vorderen Drittel giebelartig zugeschärft, mit einer medianen Längskante.

Die unterschiedliche Erhaltung dieser in der älteren Literatur teils zu *Magila*, teils zu *Callianassa* gestellten Scheren erschwert häufig einen direkten Vergleich. Während ein Teil nur stark verdrückt vorliegt (u. a. die Typusart *M. latimana* in den Solnhofener Plattenkalken), sind andere Scheren vollkörperlich erhalten. Unzureichende Beschreibungen und Abbildungen erschweren eine Ansprache, so daß bei nicht mehr auffindbaren Stücken eine befriedigende Zuordnung nicht möglich ist.

Typusart: *Magila latimana* MÜNSTER

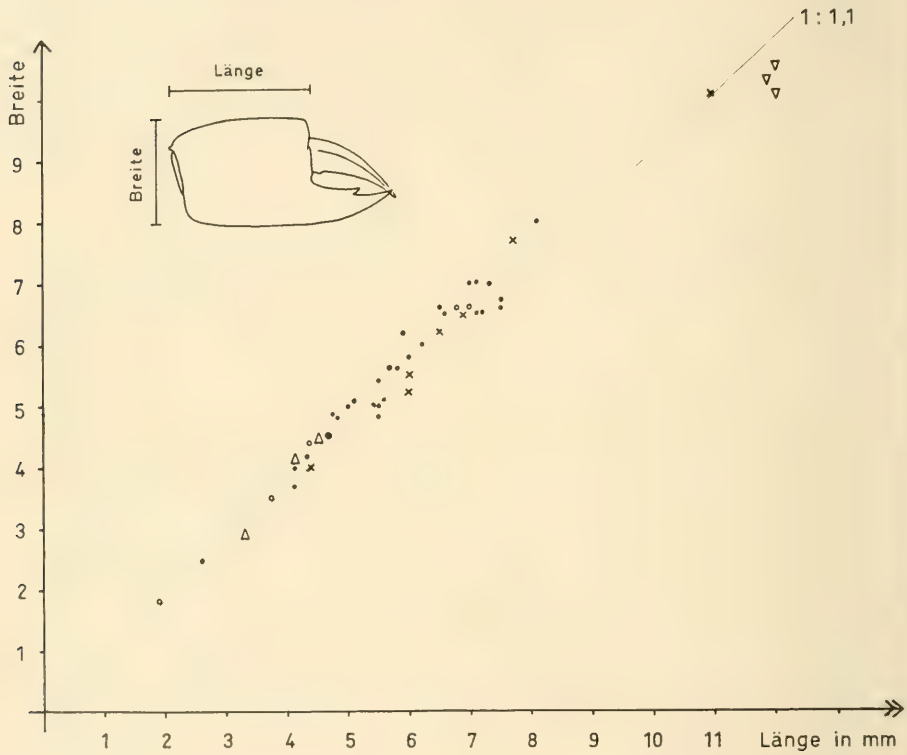


Abb. 4: Variationsbreite der Scheren des 1. Pereiopoden bei der Gattung *Magila*. Verhältnis Breite : Länge.
Width and length of the chelae of the genus *Magila*. Sketch shows dimensions measured.

- • *M. latimana*, Solnhofener Plattenkalke (Unter-Tithonium)
- ● *M. latimana*, Holotypus
- ○ *M. latimana*, Mörnsheimer Schichten (Unter-Tithonium)
- △ *M. latimana*, Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithonium)
- × *M. pichleri*, Ornatenton (Callovium)
- ▽ *M.* sp., Stonesfield Slate (Bathonium)

Vorkommen und Verbreitung:

Magila latimana MÜNSTER 1839; Kimmeridgium, unteres-mittleres Tithonium, Mitteleuropa

In den Solnhofener Plattenkalken vollständige, jedoch stark verdrückte Individuen. Hier anzuschließen sind *Aura desmaresti* MÜNSTER und *Magila robusta* OPPEL, zwei nur durch die schlechte Erhaltung bzw. die Größe abweichende Reste aus den Plattenkalken, *Magila suprajurensis* var. *lata* BEURLEN und eine Reihe (FÖRSTER 1965: 146) unter *Magila suprajurensis* abgebildeter isolierter kleiner Scheren aus dem oberen Jura. Abgesehen von der geringen Größe entsprechen diese Bruchstücke in Form und Skulptur weitgehend kretazischen *Callianassa*-Scheren.

M. prisca (KRAUSE 1891) = *Callianassa krausei* BÖHM 1911, Oxfordium, Norddeutschland

Das einzige Stück (Taf. 14, Fig. 7) ein Scheren-Fragment von ungewöhnlicher Größe (Bl = 18, Bbr = 17 mm) aus den Heersumer Schichten vom Mönkeberg bei Hannover unterscheidet sich in Form und Skulptur kaum von *Protocallianassa faujasi* (DESMAREST) aus der Oberkreide.

Magila sp.; mittleres Bathonium (Stonesfield Slate), Stonesfield Oxfordshire, Südengland

Drei isolierte, flach gedrückte Einzelscheren mit schlecht erhaltener Panzer-Oberfläche (Taf. 14, Fig. 8—9). Sie stimmen in den Proportionen und dem charakteristischen Zahn auf der Index-Schneide gut mit den oberjurassischen Vertretern überein.

Bei Magila anzuschließen sein dürften noch zwei weitere Formen, wenngleich sie bereits in Form und Skulptur deutlich von den oberjurassischen Scheren abweichen.

M. pichleri OPPEL 1862; Callovium Süddeutschland, Südengland

Kleine Scheren; Palma verbreitet sich von Carpus-Gelenkung gegen Dactylus-Gelenkung allmählich; beide Kanten zugeschärft und ähnlich geschwungen wie bei den oberjurassischen Vertretern. Palma insgesamt dicker und besonders auf der Unterseite kaum abgeflacht. Index über gesamte Länge nur mit e i n e r Schneide; Zahn weit vorn gelegen, im vorderen Drittel.
Hier anzuschließen sind *M. parvula* OPPEL (1862), eine kleinere und deshalb schwächer skulpturierte Schere vom gleichen Fundort Lautlingen und *Eryma romani* OPPEL (FÖRSTER 1966: 152), einem im Kriege vernichteten Rest, der außer der Schere Teile des Cephalothorax und des Abdomen zeigte.

Magila sp.; oberes Toarcium, Mistelgau bei Bayreuth

Dieser neue Fund, das Bruchstück einer rechten Schere (proximaler Teil mit Carpus-Gelenkung fehlt; Bl < 7,5 mm Bbr = 8, Index = 6, Dact. = 7,5 mm) stimmt in Form und Skulptur vorzüglich mit *M. pichleri* überein. Der weit vorn gelegene Zahn des Index weist an der Basis die gleiche tiefe Borsten-Grube auf. Die Schneiden von Index und Dactylus sind fein gezähnelt, die zugeschärfte Ober- und Unterkante mit vorwärtsgerichteten Zähnchen besetzt. Die Skulptur ist entsprechend der Größe kräftiger. Neben der verschollenen *M. bonjouri* ist dieser Rest die bisher älteste Thalassiniden-Schere.

M. bonjouri (ETALLON 1861), Toarcium, Ost-Frankreich

Die einzige Schere, die ETALLON vorlag, konnte nicht aufgefunden werden. Beschreibung und Abbildung dieses ältesten Nachweises eines Thalassiniden sind für eine eindeutige Zuordnung zwar unzureichend: Die äußere Form, der Verlauf der zuge-

schärften Kanten, der Zahn auf der Schneide des Index und die Skulptur sprechen zumindest für verwandtschaftliche Beziehungen.

Außer diesen hier aufgeführten Formen wurden eine Reihe weiterer Scheren-Reste als Thalassiniden-Scheren beschrieben, deren Zuordnung jedoch fraglich ist. Das gilt für die drei auf Scheren-Bruchstücken basierende Arten aus dem Oxford Clay Südenglands, *Magila levimana* CARTER, *M. dissimilis* CARTER und Eryma ? *pulchella* CARTER 1886. Während *M. dissimilis* mit einem Saum von Borsten-Poren längs der scharfen Außenkante noch eine gewisse Ähnlichkeit mit einer *Magila*-Schere hat, weichen die beiden anderen Reste bereits durch die Dicke der Palma und durch runde Kanten von dem abgeflachten, scharfkantigen Scheren-Typ bei *Magila* stärker ab. Außerdem zeigen Index und Dactylus bei allen dreien eine völlig abweichende Bezahnung ohne den charakteristischen Zahn des Index. *E. pulchella* dürfte eher bei den Paguriden anzuschließen sein.

Zu den Paguriden gehört auch die von LÖRENTHEY & BEURLEN (1929: 47, Taf. 1, Fig. 1) als *Magila* cf. *suprajurensis* beschriebene Schere aus dem Tithon Ungarns mit ihren für *Palaeopagurus* typischen Tuberkel-Reihen auf der Palma. Die Stellung der von STRUCKMANN (1887: 41,50) angeführten Schere aus dem Portland von Hannover bleibt ebenso fraglich wie die der Scheren aus dem Oxfordium Ostpreußens (KRAUSE 1908: 282, 287) oder wie die von TRIBOLET (1873: 108, Taf. 2, Fig. 3) unter *Magila rougemonti* bekannt gemachte Schere aus dem Oxfordium des Schweizer Jura.

Zusammenfassend lassen sich die jurassischen Scheren-Funde auf zwei Grund-Typen aufteilen. Die gestreckten S u b c h e l a e von *Etallonia* sind nur auf den Oberjura beschränkt; im Oxfordium zunächst relativ selten, können sie im höheren Malm Mittel-Europas lokal sehr häufig auftreten (Krebsscherenkalk der Schwäbischen Alb, shrimp-bed Südenglands). Die gedrungenen S c h e r e n vom *Magila*-Typus kommen in den Kalken des oberen Jura insgesamt seltener vor. Während die wenigen Scheren aus dem Toarcium und Callovium eine gewisse Eigenständigkeit aufweisen (dickere Palma, kaum abgeflachte Unterseite, abweichende Bezahnung bei Index und Dactylus), schließen die oberjurassischen Funde in Form und Skulptur vorzüglich an Scheren der kretazischen Gattung *Protocallianassa* an, die ihrerseits nahezu identisch sind mit tertiären oder rezenten Scheren der Gattung *Callianassa*. Der große Scherenrest von *M. prisca* aus dem Oxford läßt sich z. B. kaum von gleichgroßen Scheren von *Protocallianassa faujasi* (DESM.) aus dem Santon unterscheiden, Reste von *M. latimana* MÜNST. nicht von gleichgroßen Stücken von *P. uncifera* (HARBORT) aus dem unteren Hauterive. Eine Zuordnung isolierter Scheren zu *Magila* bzw. *Protocallianassa* und *Callianassa* ist nach dem vorliegenden Material nicht möglich.

2.2 C a r a p a x - F u n d e

Im Gegensatz zu der relativen Häufigkeit fossiler Thalassiniden-Scheren sind Funde von Carapax-Resten außerordentlich selten. Der dünne, nur schwach verkalkte Panzer dieser vorwiegend im Sediment grabend lebenden Krebse war gegenüber den massiven, stärker verkalkten Scheren weit weniger erhaltungsfähig. Nur unter besonders günstigen Bedingungen, etwa in den oberjurassischen Solnhofener Plattenkalken, sind vollständige Individuen überliefert. Die schwache Kalk-Imprägnierung des Carapax führte jedoch auch hier während der diagenetischen Setzungsvorgänge zu einer intensiven und unregelmäßigen Deformation; durchgepau-

ste und zudem ebenfalls verdrückte Strukturen des endophragmalen Skeletts komplizieren und erschweren eine Identifikation und Deutung der Carapax-Morphologie. Trotz der relativ hohen Zahl untersuchter Exemplare — mehr als 50 Individuen von *Magila latimana* Münster und 5 von *Etallonia longimana* (Münster) — war es nicht möglich, die für systematische Fragen wichtige ursprüngliche Gliederung des Carapax, die Ausbildung der Furchen und Gliederung der Regionen eindeutig zu rekonstruieren. Das gilt vor allem für die nur in 5 Individuen vorliegende Gattung *Etallonia*. *Magila* fehlt eine linea thalassinica; die beiden hinteren Rückenfurchen (c & a) sind nur schwach entwickelt und die Gastricalregion wird durch zwei Kiele gegliedert. Die Gliederung entspricht damit Verhältnissen, wie sie bei den rezenten Axiidae vorherrschen, und wie sie bei den vollkörperlich erhaltenen Carapax-Resten von *Palaeoaxius* überliefert sind. Diese ebenfalls oberjurassische Gattung — bisher nur durch drei isolierte Carapax-Reste bekannt — wurde erstmals von Moericke (1889) in seiner Monographie der Stramberger Crustaceen beschrieben. Moericke verglich zwei Carapax-Reste aus dem Tithon von Wischlitz mit der rezenten *Upogebia litoralis* Risso. Er glaubte an ihnen eine linea thalassinica erkennen zu können, und machte die beiden Stücke unter dem Namen *Gebia dura* bekannt. Entsprechend dieser ersten Diagnose und der sehr schematischen Zeichnung wurden sie in allen späteren Arbeiten als die ersten Vertreter der Gattung *Upogebia* Leach angeführt. Ein direkter Vergleich der beiden Original-Exemplare mit dem übrigen Material bestätigt nicht nur die Zuordnung von Patrulius (1959: 25) zu seiner neuen Gattung *Palaeoaxius*, sondern zeigte, daß sowohl *Gebia dura* Moericke als auch *Palaeoaxius straeleni* Patrulius bei der Gattung Magila angeschlossen werden können.

2.2.1 *Magila* Münster 1839

Synonymie: in Glaessner 1929 Fossilium Catalogus, S. 245; ferner 1965 Förster: 144 ff.

Diagnose: Gedrungener, für seine Länge relativ hoher Cephalothorax; hohlkehlenartig eingemuldetes Rostrum leicht abwärts gerichtet, ungezähnt mit gekörnelter Randleiste. Dorsale Längsnaht weitgehend reduziert. Tiefe, insgesamt stärker nach vorn verlagerte Cervicalfurche. Flache, kurze, nur angedeutete Gastroorbitalfurche. Rückenfurchen dorsal weit gegen den Hinterrand zurückgezogen. Postcervicalfurche ventral reduziert, dorsal in 2 Äste aufspaltend. Branchiocardiacalfurche ventral nur angedeutet. Hepaticalfurche ventral vom Hepaticalhöcker ω verlaufend. Hepaticalhöcker von der Hepaticalregion schwach abgesetzt. Gastricalregion mit medianem, lanzettförmigen Feld und 2 breiten lateralen Kielen. Hintere Branchialregion mit medianem Längswulst. Seichter Abdominalausschnitt mit flachem Marginalwulst. Skulptur aus feinen Warzen und Grübchen. Kräftige Tuberkel dorsal hinter der Cervicalfurche. Kiele mit Dornen besetzt.

Abdomen länger als Cephalothorax (Abd: Ceph. = 1,4 bis 1,7). Segmente 1—6 mit gut entwickelten Epimeren, vom Tergum durch Längsfurche abgesetzt. Erstes Segment reduziert, zweites Segment kaum verlängert. Exopodit des Telson mit Diäresis. Schwanzfächer (Telson und Uropoden) distal mit relativ kräftigem Fransensaum. Antennulae mit gut entwickelten Geißeln. Stiel der Antenne fünfgliedrig mit spitzem Scaphocerit; lange Antennengeißeln (über doppelte Carapax-Länge). 1.—2. Pereiopoden-Paar mit Scheren (s. S. 143), Palma unter 1/2 Cephalothorax-

Länge (C: Pp = 2,2—2,4). P_3—P_5 mit Klauen. Propodus des P_4 (? P_3) mit 5—8 beweglichen Stacheln ähnlich *Eryma* (vgl. FÖRSTER 1966: Abb. 7B).

Typusart: *Magila latimana* MÜNSTER

Vorkommen und Verbreitung:

Magila dura bicristata n. ssp.; oberes Oxfordium, Olsztyn bei Czentochowa, Polen

M. dura sehr nahestehend, jedoch Kiele der Gastricalregion rückwärts in zwei Äste aufspaltend; Hepaticalhöcker von der Hepaticalregion abgesetzt.

M. latimana MÜNSTER 1838; unteres Tithonium (Solnhofener Plattenkalke); Süd-Deutschland

Vollständige, jedoch stark verdrückte Exemplare; gegenüber den übrigen Resten relativ schwache Skulptur selbst bei großen Exemplaren (Carapaxlänge bis über 17 mm).

M. dura dura (MOERICKE 1889); höheres Tithonium, Stramberg, CSSR

Zwei kleine Carapax-Reste (Taf. 14, Fig. 1—3; Länge 4,5 & 4,6 mm; Höhe 2,4 & 2,5 mm); Gastricalregion mit je zwei Cristae, die sich zwar nach rückwärts gleichmäßig verbreitern und verflachen, ohne jedoch wie bei *bicristata* in zwei Dornen-Reihen aufzuspalten. Dorsal feine Granulation durch kleine Tuberkel; Cristae mit feinen Dornen besetzt.

M. straeleni (PATRULIUS 1959); höheres Tithonium, Sinaia, Massiv von Bucegi, Rumänien

Diese auf einem einzigen Carapax basierende Art (Taf. 14, Fig. 6) fällt mit großer Wahrscheinlichkeit in die Synonymie von *M. dura*. Die von PATRULIUS genannten Unterscheidungsmerkmale gehen von MOERICKE's unzutreffender Zeichnung aus.

2.2.2 Beschreibung des Neufundes *Magila dura bicristata* n. ssp.

Taf. 14, Fig. 4—5

Derivatio nominis: Nach der Ausbildung der Cristae der Gastricalregion, die nach hinten in 2 Äste aufspalten.

Holotypus: Sammlung Geol. Institut Warschau

Locus typicus: Olsztyn bei Czentochowa, Polen

Stratum typicum: Oberes Oxford, untere *Idoceras-planula*-Zone

Diagnose: Eine neue Unterart der Gattung *Magila* ähnlich *M. dura dura* (MOERICKE), die sich in folgenden Merkmalen unterscheidet: die Cristae der Gastricalregion spalten nach rückwärts in zwei Äste auf. Der Hepaticalhöcker ist stärker von der Hepaticalregion abgesetzt.

Maße (in mm): (Abkürzungen für gemessene Werte vgl. FÖRSTER 1966, Abb. 1)

L	H	R	G	C	Td	Tb	bb
8,1	5,9	1,7	4,3	3,8	1,6	4,2	1,7

Beschreibung und Beziehungen: Dem vorliegenden Carapax fehlen Partien des Vorder- und Hinterrandes. Die Cardiacalregion ist dorsal im Bereich der Gabelung der Postcervicalfurche stärker verdrückt. Eine breite und tiefe Depression, die in der Verlängerung der Cervicalfurche eine Furche vortäuscht

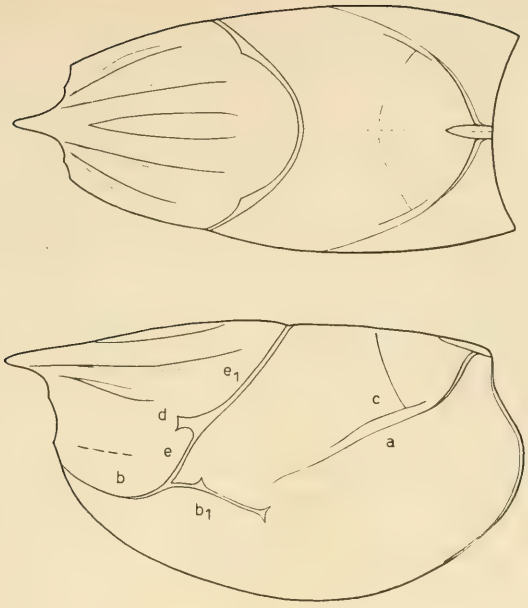


Abb. 5: *Magila dura bicristata* n. ssp.
Dorsale und laterale Ansicht des Carapax.
Dorsal and lateral view of the carapace.

und die Pterygostomialregion annähernd halbiert, dürfte ebenfalls auf eine Deformation während der Diagenese zurückzuführen sein. Mit mehr als 8 mm ist dieser Carapax fast doppelt so groß wie *M. dura dura* und etwas größer als *M. straeleni*. Entsprechend der Größe ist die Skulptur kräftiger entwickelt, besonders die Tuberkel auf den Cristae und der dorsalen Cervicalregion. Die Gliederung des Carapax entspricht den Verhältnissen bei *M. dura dura*. Abweichend ausgebildet sind die lateralen Cristae der Gastricalregion. Sie spalten in zwei, jeweils mit Dornen besetzte Äste auf. Der Hepaticalhöcker ist von der Hepaticalregion schwach abgesetzt. In diesem Merkmal und in der halbmondförmigen gewölbten Antennalregion bestehen gewisse Gemeinsamkeiten mit *Pseudoglyphea*. Die schwach entwickelte, gerade verlaufende Hepaticalfurche und die stark reduzierten dorsal weit gegen den Hinterrand zurückgezogenen Rückenfurchen weisen dagegen enge Beziehungen zu *Mecochirus* auf.

2.2.3 *Etallonia* Oppel 1861

Synonymie: in Glaessner 1929 Fossilium Catalogus, S. 167; ferner Förster 1965: 141

Die fünf vorliegenden Reste aus den Solnhofener Plattenkalken sind zu schlecht erhalten, um die Gliederung des Carapax rekonstruieren zu können. Abdomen länger als Cephalothorax (Abd.: Ceph. 1,5). Segmente 1—6 mit gut entwickelten Epimeren, vom Tergum durch Längsfurche abgesetzt. Erstes Segment reduziert,

zweites Segment kaum verlängert. Schwanzfächer mit kräftigem Fransensaum, Exopodit mit Diäresis. 1. Pereiopoden-Paar mit Subchelae (s. S. 139), Propodus kürzer als Cephalothorax (C: Pp 1,3). P_2 mit Scheren, P_3—P_5 mit Klauen.

Typusart: *Etallonia longimana* (MÜNSTER)

3. Phylogenetische Beziehungen

Unter den rezenten Vertretern der Thalassinoidea weisen, wie bereits aus dem Namen *Palaeoaxius* hervorgeht, die Axiidae die engsten Beziehungen zu den jurassischen Formen auf.

Sowohl *Magila* als auch *Axius* fehlt eine linea thalassinica. Die Abdominalepimeren sind gut entwickelt; das 2. Abdominalsegment ist kaum verlängert. Bei beiden ist eine Antennenschuppe vorhanden (Scaphocerit). P_1 und P_2 haben Scheren, wobei das erste Scherenpaar meist von ungleicher Größe (Heterochelie) ist. Der Exopodit der Uropoden ist durch eine Diäresis gegliedert.

Danach kann *Magila* (und sehr wahrscheinlich auch *Etallonia)* bei den Axiidae angeschlossen werden, der primitivsten unter den vier rezenten Familien. Die vorzügliche Übereinstimmung der Scheren von *Magila* mit *Protocallianassa*-Scheren aus der Kreide (s. S. 146) kann als Hinweis auf die noch geringe Differenzierung der Thalassinoidea im Mesozoikum gewertet werden.

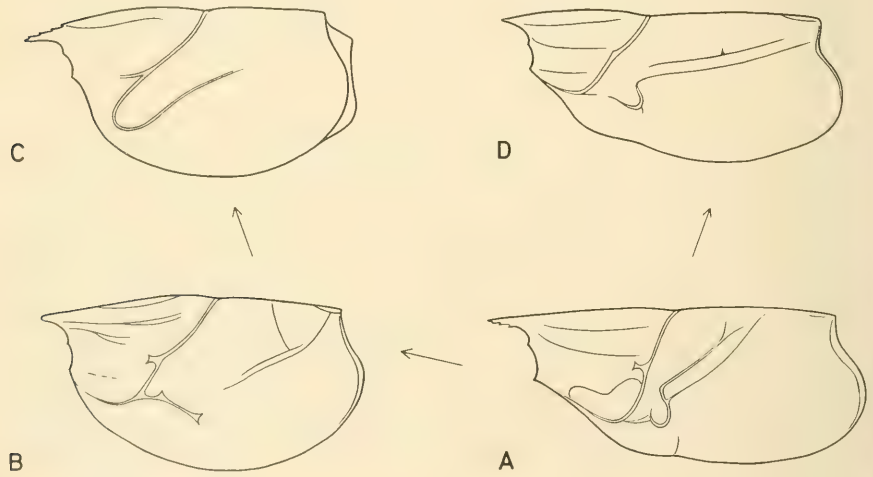


Abb. 6: Morphologische Beziehungen in der Gliederung des Carapax bei Glypheoidea (**A, D**) und Thalassinoidea (**B, C**).
Morphological features and relations of glypheoid (**A, D**) and thalassinoid (**B, C**) carapaces.
A *Pseudoglyphea spinosa* (ASSMANN), unterer Muschelkalk
B *Magila dura bicristata* n. ssp., oberes Oxfordium
C *Axius princeps* BOAS, rezent (nach BOAS 1880)
D *Mecochirus longimanatus* (SCHLOTHEIM), unteres Tithonium

Die von Beurlen (1930b: 370) in der Gattungsdiagnose von *Protocallianassa* geforderte linea und die Reduktion der Epimeren an den ersten beiden Abdominalsegmenten konnte bei eigenen Untersuchungen nicht bestätigt werden. Nach dem vorliegenden Material (u. a. 11 guterhaltene Abdomina von *P. faujasi* und 3 von *P. antiqua*) ist in der Oberkreide zumindest die Reduktion der Epimeren noch nicht oder erst sehr geringfügig erfolgt, die Anlage der linea nicht eindeutig beweisbar.

Andererseits bestehen in der Gliederung des Carapax enge Beziehungen zu den Glypheoidea, insbesondere zu der ebenfalls weichhäutigen Gattung *Mecochirus*.

Gemeinsam haben beide folgende Merkmale: die Rückenfurchen sind stark reduziert und dorsal weit gegen den Hinterrand zurückgezogen; die Cervicalfurche hat einen sehr flachen Verlauf; die Hepaticalfurche verläuft annähernd geradlinig, ventral vom schwach entwickelten Hepatikalhöcker. Die Gastricalregion ist durch ein medianes lanzettförmiges Feld und je zwei laterale Kiele gegliedert, die Branchialregion weist vor dem Hinterrand den üblichen medianen Längswulst auf. Das fünfte Thoracalsegment ist (wie bei den Glypheidae oder auch den Astacidae) frei beweglich.

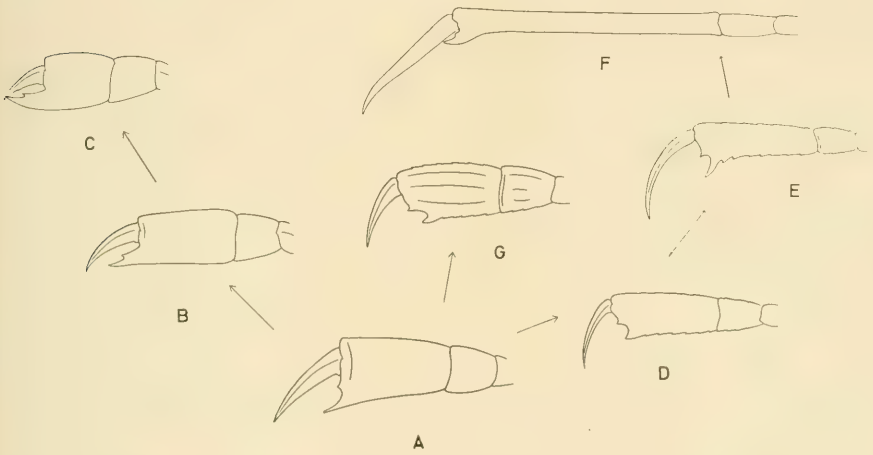


Abb. 7: Hypothetische Entwicklung des 1. Pereiopoden bei Glypheoidea und Thalassinoidea.
Verlängerung des kurzen Lateraldornes zum Index und Wanderung eines mittelständigen Basaldornes auf den Index bei den Axiidae (**B**, **C**) bzw. Verlängerung des Propodus bei den Mecochiridae (**D**, **E**, **F**). Größenverhältnisse bezogen auf Individuen gleicher Carapax-Länge.
Hypothetical phylogenies of the first pereiopod showing the lengthening of a short lateral spine to a fixed finger and the shifting of the basal tooth to the fixed finger in the Axiidae (**B**, **C**), and the lengthening of the propodus in the Mecochiridae (**D**, **E**, **F**). Length in relation to carapaces of equal size.
A *Glyphea? tantalus* Wöhrmann, Karn
B *Etallonia longimana* (Münster), Unter-Tithonium
C *Magila latimana* Münster, Unter-Tithonium
D *Pseudoglyphea alpina* Förster, Rät
E *Pseudoglyphea ancylochelis* (Woodward), Sinemurium
F *Mecochirus longimanatus* (Schlotheim), Unter-Tithonium
G *Glyphea pseudoscyllarus* (Schlotheim), Unter-Tithonium

Abweichend fehlt der Antennalregion bei *Magila* der Längskiel; eine halbmondförmige Aufwölbung der gesamten Antennalregion verweist jedoch auf verwandtschaftliche Beziehungen zu *Pseudoglyphea,* dem zweiten Vertreter der Mecochiridae.

In der Stammgruppe der Mecochiridae dürfte demnach auch der Ursprung der Thalassinoidea zu suchen sein, wenngleich sich *Magila* und die späteren Axiidae durch die Entwicklung von Scheren an den beiden ersten Pereiopoden deutlich zu unterscheiden scheinen. Die Subchelae von *Etallonia* nehmen hier eine vermittelnde Stellung ein. Bei einem Vergleich mit den ersten Pereiopoden triassischer Glypheoidea ist folgende Tendenz beobachtbar (Abb. 7):

Der zunächst mit zwei kurzen Dornen als Widerpart für den Dactylus besetzte Vorderrand des Propodus entwickelte durch die Verlängerung des äußeren Dornes einen kurzen „Index". Dabei wanderte der kleinere innere Dorn auf diesen neuangelegten Index. Gleichzeitig flachte der Propodus stärker ab und die Kanten wurden zunehmend schärfer, nicht nur die bei den Glypheoidea häufig bereits zugeschärfte Unterkante, sondern auch die ursprünglich abgerundete Oberkante. Die Skulptur wurde reduziert bis auf die Zähnelung der Kanten und die chagrinartige Quermusterung. Die Kanten waren mit einem Saum von Borsten besetzt. Durch eine weitere Verlängerung des Index entstand aus der Subchela vom *Etallonia*-Typ die Chela von *Magila* und den späteren Axiidae und Callianassidae.

Diese Umgestaltung der beiden ersten Pereiopoden ist vermutlich mit einem sich verändernden Lebensraum verbunden, mit dem Übergang zur grabenden Lebensweise. Die Kalkimprägnierung des nur mäßig verkalkten Carapax der triassischen Glypheoidea wird noch geringer, nicht nur bei den Gattungen *Etallonia* und *Magila,* sondern auch bei *Mecochirus;* trotz der langgestreckten ersten Pereiopoden muß auch für *Mecochirus* eine grabende Lebensweise angenommen werden, ähnlich dem relativ langscherigen rezenten *Ctenocheles* oder *Neoglyphea.* Die vergrößerte Subchela oder Schere diente als Wühlwerkzeug. Allein sie weist die für eine Erhaltung unter normalen Bedingungen notwendige Verkalkung auf. Eine geringe Größendifferenzierung bei *Etallonia* und eine zusätzliche funktionelle Differenzierung in ein ungleiches Scherenpaar bei *Magila* führte zu den Verhältnissen wie sie bei den heutigen Thalassiniden vorherrschen. *Magila* und *Etallo*nia belegen damit anhand der beobachteten morphologischen Einzelheiten an Cephalothorax, Abdomen und Extremitäten, daß die Entwicklung der für die Axiidae typischen Merkmale zumindest zur Zeit des oberen Jura weitgehend abgeschlossen war.

Die den Thalassinoidea zugeschriebenen Lebensspuren wie Grabgangsysteme oder Koprolithen würden auf eine lange Entwicklungsgeschichte schließen lassen. Sie reichte nach derartigen Funden bis in das Paläozoikum zurück (Chamberlain & Baer 1973: 85), d. h. weit über den bisherigen Nachweis der ältesten Decapoda überhaupt.

Der unmittelbare Fund von *Glyphea*-Resten in jurassischen Grabgangsystemen der Ichnogenera *Thalassinoides* und *Spongeliomorpha* (Sellwood 1971; Bromley & Asgaard 1972; Fürsich 1974: 30) zeigt, daß nicht nur Thalassinoidea derartige Grabgangsysteme anlegten, sondern zumindest auch Vertreter der Glypheoidea, der wahrscheinlichen Vorfahren der Thalassinoidea. Darüber hinaus konnte in den letzten Jahren durch Untersuchungen rezenter Grabbauten der Kreis der möglichen Erbauer erweitert werden, wenngleich alle diese stammesgeschichtlich jüngeren Krebse erst seit dem Oberjura berücksichtigt werden können, nicht aber für die älteren Grabgangsysteme. Das Spektrum reicht vom garnelenartigen *Alpheus* (Braithwaite & Talbot 1972) über den hummerartigen *Nephrops* (Rice & Chapman 1971) und über brachyure Krebse (Chamberlain 1975; Braithwaite &

Talbot 1972) bis zu Stomatopoda (Hertweck 1972; Braithwaite & Talbot 1972). Für die jungpaläozoischen Grabgangsysteme müssen daher zumindest auch die großen, ausgestorbenen Gruppen der paläozoischen Eumalacostraca als mögliche Erbauer berücksichtigt werden, wie die Phygocephalomorpha, Anthracocaridacea oder Palaeostomatopoda. Da zudem die Übergänge zwischen den einzelnen Ichnogenera fließend sind (Bromley & Frey 1974: 320), empfiehlt sich bei der Deutung vor allem der älteren Grabgangsysteme eine gewisse Zurückhaltung.

Ähnliches dürfte auch für die Koprolithen gelten, die aufgrund einer charakteristischen Internstruktur Vertretern der Thalassinoidea zugeschrieben wurden und die sich nach Brönnimann (1972) 4 Form-Genera zuordnen lassen: *Favreina, Parafavreina, Helicerina* und *Palaxius*. Bereits Kennedy et al. (1969) und Sellwood (1971) bezogen auch zwei Vertreter der Glypheoidea (*Mecochirus* und *Glyphea*) in den Kreis der möglichen Erzeuger ein. Dagegen nahmen Bromley & Asgaard (1972) für *Glyphea rosenkrantzi* van Straelen Koprolithen o h n e interne Längskanäle an. Aufgrund der engen verwandtschaftlichen Beziehungen ist besonders bei triassischen Formen wie *Palaxius aiglensis, P. rhomboidens, P. ? triasicus, Favreina martellensis* oder *Parafavreina thoronetensis* (s. u. a. Brönnimann, Zaninetti & Baud 1972), die Wahrscheinlichkeit größer, daß Glypheoidea die Erzeuger waren. Bei Koprolithen aus der Trias sollte daher eine direkte Zuordnung zu den Thalassinoidea möglichst vermieden werden. Der Gattungsname *Palaxius* (Brönnimann & Norton 1961) unterscheidet sich zudem nur geringfügig von *Palaeoaxius* Patrulius 1959, der bereits ein Jahr früher für einen fossilen Thalassiniden-Carapax (s. S. 147) eingeführt wurde.

Mit der kürzlichen Entdeckung eines rezenten Glypheoiden, *Neoglyphea inopinata* (Forest & Saint Laurent 1975), einer ebenfalls an eine grabende Lebensweise angepaßten Form, bietet sich hier endlich eine Möglichkeit der Überprüfung anhand von rezenten Kotballen.

Schriftenverzeichnis

Arkell, W. J. (1933): The Jurassic System in Great Britain. — 681 S., 41 Taf., 97 Abb., London.

Bachmayer, F. (1947): Die Crustaceen aus dem Ernstbrunner Kalk der Jura-Klippenzone zwischen Donau und Thaya. — Jb. geol. B. Anst. **90**: 35—43, 6 Abb.; Wien.

Baud, A. (1976): Les terriers de Crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. — Eclog. geol. Helv. **69**: 415—424, 2 Taf., 1 Abb.; Basel.

Beurlen, K. (1930a): Nachträge zur Decapodenfauna des Schwäbischen Jura. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **64**, (B): 219—234, Taf. 15, 7 Abb.; Stuttgart.

Beurlen, K. (1930b): Vergleichende Stammesgeschichte. Grundlagen, Methoden, Probleme unter besonderer Berücksichtigung der höheren Krebse. — Fortschr. Geol. Palaeont., **8** (26): 317—586, 82 Abb.; Berlin.

Beurlen, K. (1933): Crustacea Decapoda aus den Tendaguruschichten. — Palaeontographica, Suppl. **7**, 2. Reihe, Teil 2: 89—94, 4 Abb.; Stuttgart.

Braithwaite, C. J. R. & Talbot, M. R. (1972): Crustacean burrows in the Seychelles, Indian Ocean. — Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **11**: 265—285, 3 Taf., 6 Abb.; Amsterdam.

Brönnimann, P. (1972): Remarks on the classification of fossil Anomuran coprolites. — Paläont. Z., **46**: 99—103, 1 Abb.; Stuttgart.

Brönnimann, P. & Norton, P. (1961): On the classification of fossil fecal pellets and description of new forms from Cuba, Guatemala and Libya. — Eclog. geol. Helv., **53:** 832—842, 5 Abb.; Basel.

Brönnimann, P., Zaninetti, L. & Baud, A. (1972): New thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Anisian of the Préalpes médianes rigides of Switzerland and France (Chablais). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21:** 885—904, 1 Taf., 9 Abb.; Innsbruck.

Bromley, R. G. & Asgaard, U. (1972): Notes on Greenland trace fossils. II. The burrows and microcoprolites of *Glyphea rosenkrantzi,* a Lower Jurassic palinuran crustacean from Jameson Land, East Greenland. — Rep. geol. Surv. Greenland, **49:** 15—21, Abb. 5—9; København.

Bromley, R. G. & Frey, R. W. (1974): Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides, Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha.* — Bull. Geol. Soc. Denmark, **23:** 311—335, 1 Taf., 11 Abb.; København.

Carter, J. (1886): On the decapod Crustaceans of the Oxford clay. — Quart. J. Geol. Soc., **42:** 542—559, Taf. 16; London.

Chamberlain, C. K. (1975): Recent Lebensspuren in Nonmarine Aquatic Environments. — in Frey, R. W. (Ed). The study of trace fossils: 431—458, 10 Abb.; Berlin (Springer).

Chamberlain, C. K. & Baer, J. L. (1973): *Ophiomorpha* and a New Thalassinid Burrow from the Permian of Utah.-Geol. Stud., Brigham Young Univ., **20:** 79—94, 3 Taf., 5 Abb.; Provo.

Etallon, A. (1861): Notes sur les Crustacés Jurassiques du bassin du Jura. — Mém. Soc. Agric. Sci. Lett. Haute Saône, **9:** 129—171, 9 Taf.; Vesoul.

Förster, R. (1965): Dekapoden der Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithon) von Neuburg an der Donau. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **5:** 137—149, Taf. 2, 3 Abb.; München.

Förster, R. (1966): Über die Erymiden, eine alte konservative Familie der mesozoischen Dekapoden. — Palaeontographica, **125:** 61—175, 8 Taf., 36 Abb.; Stuttgart.

Förster, R. (1971): Die Mecochiridae, eine spezialisierte Familie der mesozoischen Glypheoidea (Crustacea, Decapoda). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **137:** 396—421, 9 Abb.; Stuttgart.

Forest, M. J. & Saint Laurent, M. de (1975): Présence dans la faune actuelle d'un représentant du groupe mésozoique des Glyphéides: *Neoglyphea inopinata* gen. nov. sp. nov. (Crustacea Decapoda Glypheidae). — C. R. Acad. Sci., **281**; sér. D, 155—158, 2 Taf.; Paris.

Fürsich, F. T. (1974): Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. — Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B (Geol. Paläont.), **13:** 52 S., 36 Abb.; Stuttgart.

Glaessner, M. F. (1969): Decapoda. (In:) Treatise on Invertebrate Palaeont. Moore, R. C. (Ed.), Part R. Arthropoda: 399—651; Lawrence.

Hertweck, G. (1972): Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology. V. Distribution and environmental significance of lebensspuren and in-situ skeletal remains. — Senckenberg. marit., **4:** 125—167, 4 Taf., 14 Abb.; Frankfurt.

Kennedy, W. J., Jakobson, M. E. & Johnson, R. T. (1969): A *Favreina-Thalassinoides* association from the Great Oolite of Oxfordshire. — Paleontology, **12:** 549—551, Taf. 99, 2 Abb.; London.

Krause, P. G. (1891): Die Dekapoden des norddeutschen Jura. — Z. dt. geol. Ges., **43:** 171—225, Taf. 11—14; Berlin.

Krause, P. G. (1908): Ueber Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. — Jb. k. preuss. Geol. L.-Anst., **29:** 185—326, Taf. 3—8; Berlin.

Lörenthey, E. & Beurlen, K. (1929): Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone. — Geologica Hung., Ser. Paläont., **3,** 420 S., 16 Taf., 47 Abb.; Budapest.

Moericke, W. (1889): Die Crustaceen der Stramberger Schichten. — Palaeontographica, Suppl. **2,** Abt. 6: 43—72, Taf. 6; Stuttgart.

Münster, G. (1839): Über die fossilen langschwänzigen Krebse in den Kalkschiefern von Bayern. — Beitr. Petrefactenkde., **2**: 88 S., 29 Taf.; Bayreuth.

Oppel, A. (1862): Ueber jurassische Crustaceen. — Palaeont. Mitt. Mus. bayer. Staat., **1**: 1—120, Taf. 1—38; München.

Patrulius, D. (1969): Contribution à la systematique des décapodes Néojurassiques. — Rev. Géol. Géogr., **3**: 249—257, 4 Abb.; Bukarest.

Quenstedt, F. (1852): Handbuch der Petrefactenkunde, 1. Aufl., 792 S., 62 Taf.; Tübingen.

Rice, A. L. & Chapman, C. J. (1971): Observations on the burrows and burrowing behaviour of two mud-dwelling decapod crustaceans, *Nephrops norvegicus* and *Goneplax rhomboides*. — Marine Biol., **10**: 330—342, 7 Abb.; Berlin.

Secretan, S. (1975): Les crustacés du Monte Bolca. — in: Studi e richerche sui giacimenti Terziari di Bolca. II. Miscellanea Paleontologica. — Mus. Civ. Soria Natur. Verona, 315—388, 37 Taf., 33 Abb., Verona.

Struckmann, C. (1887): Die Portland-Bildungen der Umgegend von Hannover. — Z. dt. geol. Ges., **39**: 32—67, Taf. 4—7; Berlin.

Tribolet, M. de (1873): Recherches géologiques dans le Jura Neuchâtelois. — Mém. Soc. sci. natur. Neuchâtel, **5**: 144 S., 3 Taf.; Neuchâtel.

Woodward, H. (1876): On some new macrurous Crustacea from the Kimmeridge Clay of the Sub-Wealden boring, Sussex, and from Boulogne-sur-Mer. — Quart. J. Geol. Soc., **32**: 47—50, Taf. 6; London.

Tafelerläuterungen

Tafel 14

Fig. 1: *Magila dura dura* (Moericke)
Laterale Ansicht des Carapax, rechte Seite (x 10)
Lateral view of the carapace (x 10)
Paratypoid zu Moericke 1889; Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München, Inv. Nr. AS III 78 b
Stramberger Kalk (Tithonium), Wischlitz, CSSR

Fig. 2—3: *Magila dura dura* (Moericke)
Dorsale und laterale Ansicht des Carapax (x 10)
Dorsal and lateral view of the carapace (x 10)
Lectotypus, Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München, Inv. Nr. AS III 78 a
Stramberger Kalk (Tithonium), Wischlitz, CSSR

Fig. 4—5: *Magila dura bicristata* n. ssp.
Dorsolaterale und laterale Ansicht des Carapax (x 5)
Dorsolateral and lateral view of the carapace (x 5)
Inst. Geol. Warszawa, Polen
Oberes Oxfordium (*Idoceras-planula*-Zone), Olsztyn bei Czentochowa, Polen

Fig. 6: *Magila straeleni* (Patrulius)
Laterale Ansicht des Carapax, linke Seite (x 6)
Lateral view of the carapace (x 6)
Holotypus. Slg. M. M. P. G. Inst. Geol. Bukarest, Inv. Nr. P — 3.644
Höheres Tithonium, Sinaia, Massiv von Bucegi, Rumänien

Fig. 7: *Magila prisca* (KRAUSE)
Rechte Schere, Innenseite (x 2)
Right chela, inner view (x 2)
Holotypus, Slg. Geol. Inst. Göttingen, Inv. Nr. 456—1
Heersumer Schichten (Oxfordium), Mönkeberg bei Hannover

Fig. 8—9: *Magila* sp.
Isolierte, verdrückte Einzelscheren (x 2)
Single crushed chelae (x 2)
Brit. Mus. Natur. Hist. London, Inv. Nr. 13437, 15023
Stonesfield Slate (mittleres Bathonium), Stonesfield, Südengland
Photo: M. DRESSLER

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 17 157—167 München, 6. 7. 1977

Araripedactylus dehmi nov. gen., nov. sp., ein neuer Flugsaurier aus der Unterkreide von Brasilien

Von Peter Wellnhofer*)

Mit 4 Abbildungen und Tafel 15

Kurzfassung

Aus der Santana-Formation (Apt) des Araripe-Plateaus in Nordost-Brasilien wird die 1. Flugfingerphalange eines großen Pterodactyloideen als Nachweis einer neuen Gattung und Art beschrieben. Es handelt sich um den ersten sicheren Nachweis von Pterosauriern in der Unterkreide von Südamerika.

Abstract

A first wing phalanx of a large pterodactyloid pterosaur from the Aptian Santana Formation in North Eastern Brazil ist figured and described as the basis of a new genus and species: *Araripedactylus dehmi* nov. gen., nov. sp. The specimen represents the first evidence of Lower Cretaceous pterosaurs in South America.

Einleitung

Funde von Pterosauriern sind bis heute in ganz Südamerika recht selten geblieben. Woodward (1891) berichtete von einem Flugsaurierrest aus der Oberkreide von Bahia, Brasilien. Diese Mitteilung als auch ein zweiter angeblicher Pterosaurierrest (Woodward 1896) von derselben Herkunft basierten auf Bruchstücken sehr großer Quadratknochen. Später stellte Woodward (in Mawson & Woodward 1907) fest, daß das zuletzt beschriebene Exemplar das Quadratum eines großen Coelacanthiden (*Mawsonia gigas* Woodw.) ist. Er erwähnte aber zugleich einen „typischen Pterosaurierzahn". Erst 1953 wurde durch Price ein unzweifelhafter Pterosaurierrest, ein Humerus aus marinen Schichten der Gramame-Formation (Maastricht) von Paraíba, NO-Brasilien, bekannt gemacht: *Nyctosaurus lamegoi* Price.

Außer diesen brasilianischen Funden sind in Südamerika nur noch von einer Stelle Pterosaurier bekannt geworden. Skelette und Skelettreste von *Pterodaustro* aus vermutetem Oberjura/Unterkreide von San Luis, Argentinien (Bonaparte

*) Dr. P. Wellnhofer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

1970; 1971; Sanchez 1973). Das hier beschriebene Flugfingerglied eines großen Pterosauriers aus der Unterkreide von Brasilien ist deshalb vor allem ein Beitrag zur Palaeobiogeographie der Pterosaurier.

Fundschicht

Der vorliegende Flugsaurierknochen ist beim Spalten einer Kalkkonkretion von 63 cm Länge zum Vorschein gekommen. Als Fundgebiet wird Ceará, NO-Brasilien, angegeben. Als Herkunftsort kann mit Sicherheit das Araripe-Plateau gelten, nach Beurlen (1970) eine hochliegende Schichttafel von 150 km West-Ost- und 50—60 km Nord-Süd-Erstreckung und im Grenzbereich der Staaten Piaui, Pernambuco und Ceará gelegen. Die fast ebene Hochfläche erreicht eine Meereshöhe von 900 m, die im Mittel von 200 m hohen, steilen Erosionsrändern begrenzt wird. Die Araripe-Serie, die dem Kristallin aufliegt, bestehend aus Sandsteinen,

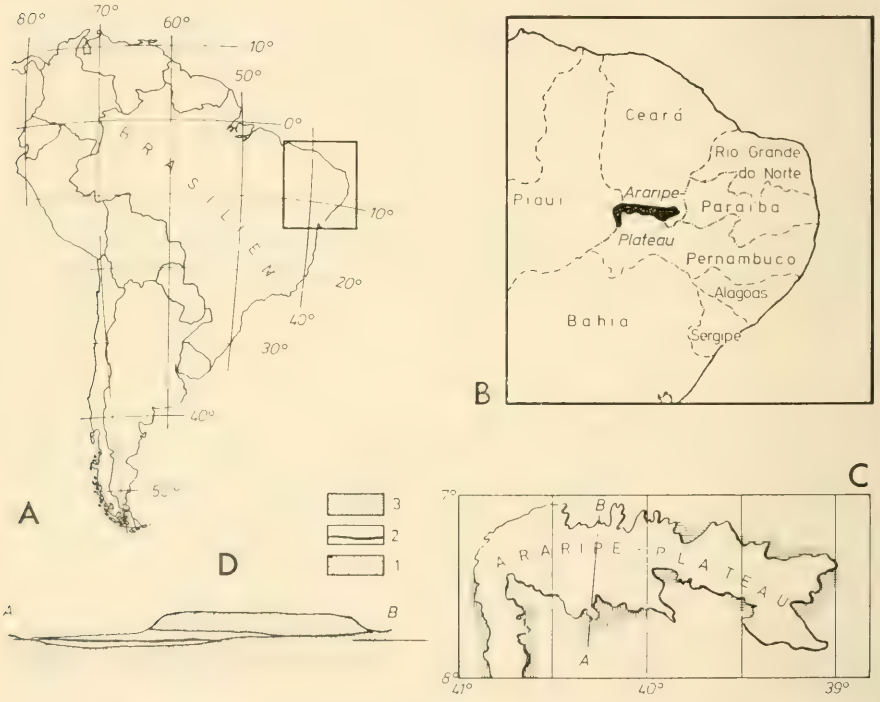


Abb. 1: Das Araripe-Plateau in Nordost-Brasilien. A: Geographische Übersicht von Südamerika. B: Lage des Araripe-Plateaus an der Grenze der Staaten Piaui, Ceará und Pernambuco. C: Das durch Steilränder begrenzte Araripe-Plateau. Horizontale Schraffur: Santana-Schichten in Brack- und Süßwasserfazies ohne marine Faunenelemente. Vertikale Schraffur: Santana-Schichten mit marinen Faunenelementen, vermutlicher Fundbereich von *Araripedactylus dehmi*. D: Profil A—B (Lage siehe C) durch das Araripe-Plateau. 1: Kristallines Grundgebirge, 2: Santana-Schichten (Apt) mit Gipslager (schwarz), 3: Exú-Sandstein (Alb). (B nach Schaeffer 1946; C, D nach Beurlen 1970).

Tonschiefern, Gips und Kalkbänken, wird in der Hauptsache ins Apt, in den höheren Teilen ins Alb eingestuft. Für ihren Fossilinhalt seit langem berühmt ist innerhalb der Araripe-Serie die Santana-Formation, die bis zu 200 m Mächtigkeit erreicht. Sie setzt mit Gipslagen ein, die eine marine Ingression kennzeichnen, über denen vor allem im östlichen Teil Tonschiefer mit zwischengeschalteten Kalkbänken oder Lagen von Kalkkonkretionen folgen. In diesen Konkretionen sind vor allem Fische sehr häufig und gut erhalten.

Bereits zu Anfang des 19. Jahrhunderts waren diese fossilhaltigen Gesteine bekannt. Johann Baptist von Spix und Carl Friedrich Philipp von Martius, beides Mitglieder der königlich bayerischen Akademie der Wissenschaften in München, unternahmen in den Jahren 1817—1820 auf Befehl des Königs Maximilian Joseph I. von Bayern eine „Reise in Brasilien". Im 2. Band ihrer Reisebeschreibungen (1828: 799) erwähnten sie als erste diese Fundschichten: „Fast an der südöstlichen Grenze der Provinz (Ceará), bei der kleinen Villa do Bom Jardim, in dem Districte von Cayriris Novos, tritt eine ziemlich ausgedehnte Mergelkalkformation auf, in der sich zahlreiche Versteinerungen von Fischen befinden. Es sind dieselben sowohl in dem tafelförmig geschichteten Gesteine, als in den abgesonderten und gerollten Stücken enthalten. Sie gehören mancherlei Gattungen von Fischen, wie z. B. *Loricaria, Cichlia, Mugil* u. s. f., vielleicht auch Schlangen an."

Später bearbeiteten vor allem Agassiz (1841, 1833—1843, 1844), Gardner (1841, 1842), Woodward (1887, 1890), Jordan & Branner (1908), Jordan (1921) und Santos (1945, 1958, 1960) diese Fischfauna. Jordan & Branner (1908: 5) erwähnen einen Bericht von Barão de Capanema, der die Serra do Araripe 1859 besuchte, wonach er neben Fischen auch Fischkoprolithen, Knochen von (?) Sauriern, Fischzähne und eine Pflanze fand. Beurlen (1970: 261) berichtet neben den Fischgattungen *Lepidotes, Aspidorhynchus, Leptolepis, Tharrias, Rhacolepis, Enneles, Cladocyclus* auch von seltenen Pycnodontenresten und einem Rhinobatiden. Einzelfunde sind Krokodilreste (*Araripesuchus* Price 1959) und Schildkröten. Den marinen Charakter der Ablagerungen unterstreichen auch Mollusken und Echinoideen. Die obersten Abschnitte der Santana-Formation lassen nach Beurlen (1970: 261) erkennen, daß während ihrer Bildung schon wieder Süßwasserbedingungen herrschten. Die Araripe-Serie wurde während des Apt als binnenkontinentale Beckenbildung abgelagert, die durch episodische Meeresingressionen von Nordwesten her auch marine Faunen (in der Santana-Formation) erhielt. In der östlichen Hälfte des Araripe-Plateaus ist die Santana-Formation in Brack- und Süßwasserfazies ausgebildet und enthält keine marinen Faunenelemente mehr (Abb. 1c).

Beschreibung des Exemplars

Ordo Pterosauria
Subordo Pterodactyloidea
Familia indet.
Araripedactylus nov. gen.

Diagnose: Großer Pterodactyloidee mit gerade gestreckter 1. Flugfingerphalange. Der Querschnitt ihres Schaftes ist gerundet dreieckig, die Dorsalseite abgeflacht. Proximaler Fortsatz kurz. Tiefe, längliche Grube ventral und distal des proximalen Gelenks, wahrscheinlich in einem Foramen pneumaticum endigend. Knochenwände des Schaftes ziemlich dick. Distalgelenk zur Flughautseite hin spitz zulaufend.

Typusart: *Araripedactylus dehmi* nov. gen., nov. sp., Typus durch Monotypie.

Araripedactylus dehmi nov. gen., nov. sp.
Abb. 2, 3, Taf. 15, Fig. 1—2

Holotyp: Proximale Phalange des rechten Flugfingers. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München, Nr. 1975 I 166.

Fundschicht und Fundort: Unterkreide, Apt, Santana-Formation. Der genaue Fundort ist nicht bekannt. Wahrscheinlich vom westlichen Teil des Araripe-Plateaus, Prov. Ceará, Nordost-Brasilien.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. Richard Dehm, dessen Anregung ich die Beschäftigung mit Flugsauriern verdanke.

Diagnose: Übereinstimmend mit der Gattungsdiagnose.

Beim Spalten der 63 cm langen Kalksteingeode verblieb der überwiegende Teil des Flugfingergliedes in einer Hälfte (Taf. 15, Fig. 1). Hier liegt die Phalange mit ihrer Ventralseite frei. In der anderen Hälfte (Taf. 15, Fig. 2) findet sich ein Großteil des distalen Gelenkendes, fast die gesamte periostale Knochenschicht des Schaftes sowie ein Teil des Proximalendes mit der ventralen Gelenkgrube für das Metacarpale IV.

Die Präparationsarbeiten erstreckten sich nur auf die vollständigere Hälfte, wobei der Proximalabschnitt völlig freigelegt werden konnte. Im mittleren Schaftabschnitt wurde zudem eine kleine Stelle freipräpariert, die es erlaubte, den Querschnitt an dieser Stelle zu ermitteln. Der 55 cm lange Knochen ist unverdrückt. Der Querschnitt des Schaftes ist stumpf dreieckig (Abb. 2, 3); dabei ist die Dorsalseite abgeflacht, die Ventralseite zur Mitte hin stärker gerundet. Proximal ist die Phalange auf etwa dreifachen mittleren Schaftdurchmesser verbreitert, nach medial vor allem zur Ausbildung einer großen, längsovalen schüsseligen Gelenkgrube (fd) für die dorsale Hälfte des Metacarpale-IV-Doppelgelenkes. Die Verbreiterung nach lateral (im Flug vorne) ist weniger ausgeprägt und resultiert in einem etwa 1 cm breiten Vorsprung (prte), der der Anheftung der Extensorsehne des Flugfingers diente. Der proximale, mehr in der Mitte gelegene „olecranonartige" Fortsatz (prp) war stumpf und niedrig. Die ventral gelegene Gelenkgrube (fv) gegen die ventrale Hälfte des Metacarpale-IV-Doppelgelenkes ist durch das Spalten der Geode zum Teil beschädigt, zum Teil aber so fest im Gestein der Gegenhälfte verhaftet, daß eine Präparation nicht gewagt werden kann. Diese kleinere Gelenkgrube sprang jedenfalls sehr weit zurück und war wohl auch mehr nach proximal in den „olecranonartigen" Fortsetz eingeschüsselt.

Bemerkenswert ist eine tiefe Einsenkung vor der ventralen bzw. ventral der dorsalen Gelenkgrube, die distal sehr wahrscheinlich in einem Foramen pneumaticum (fop) endigt. Trotzdem ist der Hohlraum des Knochens nicht mit Sediment sondern mit Kalzit erfüllt. Der angebrochene Schaft läßt überdies erkennen, daß die Knochenwandstärke beträchtlich war. Die Gelenkenden sind von spongiöser Knochensubstanz gebildet, deren Strukturverlauf mit den Kraftlinien der Hauptbeanspruchung übereinstimmen dürfte. Das distale Gelenkende ist nur nach der Flughautseite hin, also nach medial verbreitert und hier spitz zulaufend. Es bildet eine konvexe, ovale Gelenkfläche gegen die 2. Phalange. Im ganzen erscheint das Fingerglied annähernd gerade gestreckt. Der Schaft ist im proximalen Bereich schlank, verbreitert sich aber nach distal stetig.

Maße (in mm):

Länge	550
Breite, proximal	64,5
distal	50
Schaftdurchmesser (antero-posterior)	
10 cm vom Proximalende	29
22 cm vom Proximalende	22
32 cm vom Proximalende	28
Knochenwandstärke	
im mittleren Schaftbereich	3
im distalen Schaftbereich	5
Flügelspannweite, geschätzt	5 Meter

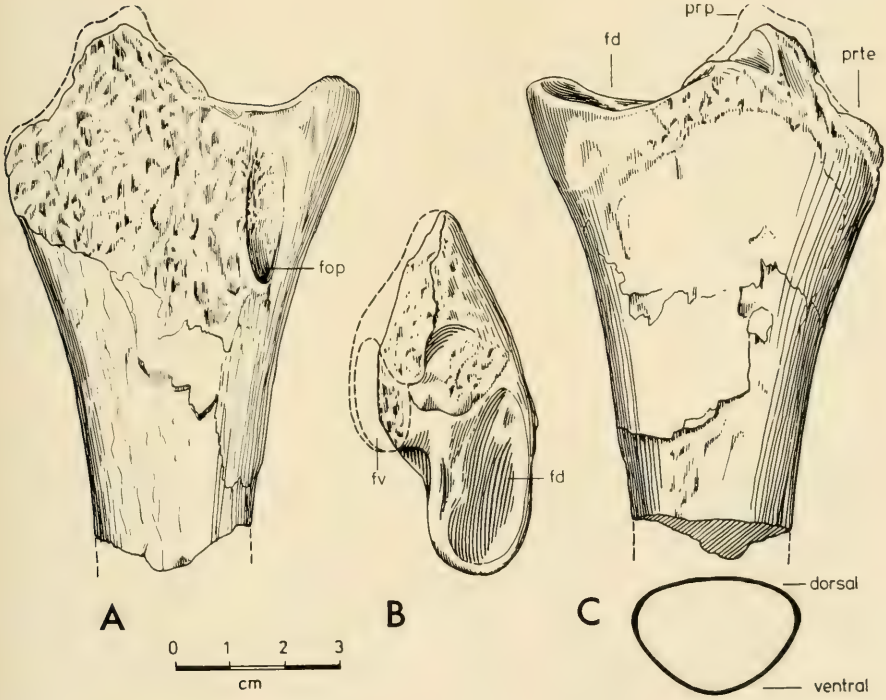


Abb. 2: *Araripedactylus dehmi* nov. gen. nov. sp. — Proximalende der ersten Phalange des rechtenFlugfingers von (A) ventral, (B) proximal und (C) dorsal. Darunter Querschnitt an der Bruchstelle des Schaftes. fd dorsale, fv ventrale Gelenkgrube gegen das Metacarpale IV, fop Foramen pneumaticum, prp proximaler („olecranonartiger") Fortsatz, prte Fortsatz für die Anheftung der Extensorsehne.

Diskussion

Mit 55 cm Länge ist die 1. Flugfingerphalange von *Araripedactylus* größenmäßig mit den *Pteranodon*-Arten aus der Oberkreide von Kansas zu vergleichen. Bei *Pteranodon longiceps* MARSH ist sie 48,2 cm lang, bei verschiedenen von EATON (1910) als *Pteranodon* sp. bezeichneten Exemplaren bis zu 70 cm und bei *Pteranodon ingens* MARSH nach den Berechnungen von BRAMWELL & WHITEFIELD (1974) 77,9 cm. Von *Nyctosaurus* werden diese Dimensionen nicht erreicht. Die entsprechenden Längen sind bei *N. gracilis* MARSH 28,3 und 34,7 cm, bei *N. bonneri* MILLER 26,2 cm. Allerdings deutet der von PRICE (1953) aus dem Maastrich von Paraíba (Brasilien) beschriebene Humerus von *Nyctosaurus lamegoi* auf ein viel größeres Tier hin. Bei einem Verhältnis zwischen Humerus und 1. Flugphalange, wie wir es bei *N. gracilis* (1:3,3) kennen, wäre bei *N. lamegoi* die 1. Flugphalange ebenso lang gewesen wie bei *Araripedactylus*. Diese Verhältniszahlen schwanken jedoch bei *Nyctosaurus* und *Pteranodon* zwischen 2,4 und 3,3.

Besonders e i n Merkmal unterscheidet den neuen Fund von allen übrigen Pteranodontiden. Es ist die Dickwandigkeit des Phalangenschaftes. Während bei Pteranodon Knochenwandstärken von nur 1 mm beobachtet wurden, besitzt die vorliegende Phalange eine Wandstärke von 3 bis 5 mm. In diesem Zusammenhang ist ein Femurfragment von Interesse, das WILLISTON (1903) unter dem Namen *Apatomerus mirus* beschrieb. Es stammte aus dem Kiowa Shale (Alb) von Kansas. Die Knochenwandstärke betrug 8 mm bei einer rekonstruierten Femurlänge von

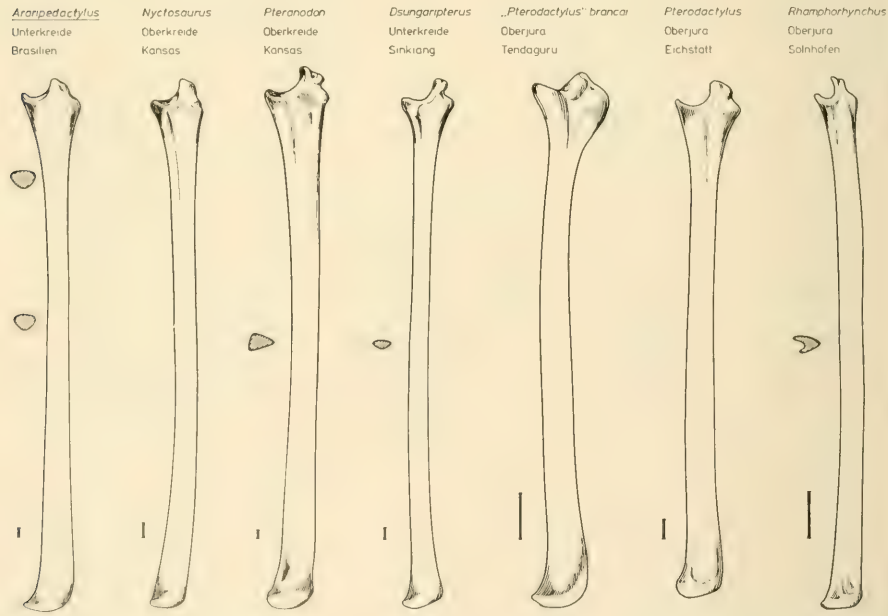


Abb. 3: Vergleich der ersten Flugfingerphalange von *Araripedactylus dehmi* mit *Nyctosaurus, Pteranodon, Dsungaripterus, Pterodactylus und Rhamphorhynchus. Die Kn*ochen sind auf gleiche Länge reduziert. Maßstab 1 cm.

35—40 cm. WILLISTON betrachtete den Rest als Femur eines großen, schwerknochigen Flugsauriers. In der Größe würde ein solcher die oberkretazischen Pteranodontiden weit übertroffen haben.

Nyctosaurus lamegoi besitzt jedoch einen außerordentlich dünnwandigen Humerus von weniger als 1 mm Wandstärke, so daß schon deshalb eine Zuordnung des neuen Fundes zu dieser Form nicht möglich ist. Hinzu kommt die Verschiedenheit im stratigraphischen Alter. Mit *Nyctosaurus*-Arten von Kansas stimmt die vorliegende Flugfingerphalange insofern überein, als auch dort ein Foramen pneumaticum dicht unterhalb der proximalen Gelenkflächen ausgebildet ist. Jedoch ist der Schaft dünnwandig, nach hinten gekrümmt und von ziemlich gleichbleibender Stärke.

Bei einem Vergleich der ersten Flugphalangen verschiedener jurassischer und kretazischer Pterosauriergattungen (Abb. 3) läßt sich in keinem Fall eine volle Übereinstimmung feststellen. Bei *Pteranodon* ist sie, abgesehen von der Dünnwandigkeit im ganzen weniger schlank; das Distalgelenkende ist plumper und das Schaftprofil (nach BRAMWELL & WHITFIELD 1974) weicht ebenfalls deutlich ab. In dieser Hinsicht würde der neue Fund allerdings eher mit *Dsungaripterus* aus der höheren Unterkreide von Sinkiang übereinstimmen (YOUNG 1964). Die Phalange ist jedoch viel schlanker und nach vorne konkav durchgebogen. Das ist auch der Fall bei „*Pterodactylus*" *brancai* aus dem Oberjura des Tendaguru, bei welchem sie auch viel kleiner und robuster ist. *Pterodactylus* aus den Solnhofener Schichten hat eine ziemlich gerade erste Flugphalange, die sonst aber viel kleiner und distal stumpfer ist. Alle genannten Gattungen der Pterodactyloidea besitzen zudem eine unterschiedliche Morphologie der proximalen Gelenksregion. Die Rhamphorhynchoidea unterscheiden sich allein schon durch das abweichende Profil der Phalange, die auf ihrer Hinterseite eine tiefe, scharf begrenzte Längsrinne zur Anheftung der Flughaut aufweist.

Da eine Übereinstimmung mit bekannten Gattungen nicht vorliegt, bzw. nicht nachzuweisen ist, ziehe ich es vor, die Flugphalange auf eine neue Gattung, *Araripedactylus*, zu beziehen. Vollständigeres Material könnte später auch die Familienzugehörigkeit klären helfen.

Rekonstruktion

Eine Berechnung der Größe von *Araripedactylus* aufgrund nur e i n e s Knochens ist mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Proportionen der einzelnen Skelettelemente zueinander schwanken bei den verschiedenen Gattungen und Arten ganz erheblich. Größenordnungsmäßig ist *Araripedactylus* mit *Pteranodon* vergleichbar. Unter Berücksichtigung gleicher Proportionen der Flugarmknochen berechnet sich für ihn eine Flügelspannweite von 4,90 m. Die folgenden Flugfingerphalangen II, III und IV hätten dann Längen von 43, 28 und 17 cm. Eine völlige Übereinstimmung in den Verhältnissen ist jedoch unwahrscheinlich. Eine Annahme von 5 m Spannweite dürfte jedoch nicht zu weit von der Wirklichkeit entfernt sein.

Paläobiogeographie

Die frühesten Pterosaurier kennen wir aus der Obertrias (Obernor) von Norditalien (Zambelli 1973) und aus dem Rät von Württemberg und England. Mit dem Jura setzt eine breite Dokumentation mit Funden in England, Frankreich, Deutschland, Ostafrika, Kasachstan, Kuba und Nordamerika ein. Flugsaurierreste in der Kota-Formation von Indien deuten darauf hin, daß bereits im Unteren Jura eine Ausbreitung bis ins Gondwanaland hinein stattgefunden hatte, die sich im Oberen Jura mit Pterosauriern vom Tendaguru manifestierte.

In der Unterkreide können wir bereits eine kosmopolitische Verteilung der Pterosaurier, allerdings nur noch der Pterodactyloidea, feststellen. Die primitiveren Rhamphorhynchoidea überschritten die Jura-Kreide-Grenze nicht. In unterkretazischen Schichten sind Pterosaurier bisher belegt in Norddeutschland, England, Indien, China, Nord- und Südamerika. Der argentinische *Pterodaustro* ist derzeit stratigraphisch noch nicht sicher als unterkretazisch zu datieren und ist möglicherweise noch oberjurassisch (Sanchez 1973). Somit ist der neue, hier beschriebene Fund aus dem Apt von Nordost-Brasilien der erste sichere Nachweis eines Unterkreide-Pterosauriers in Südamerika.

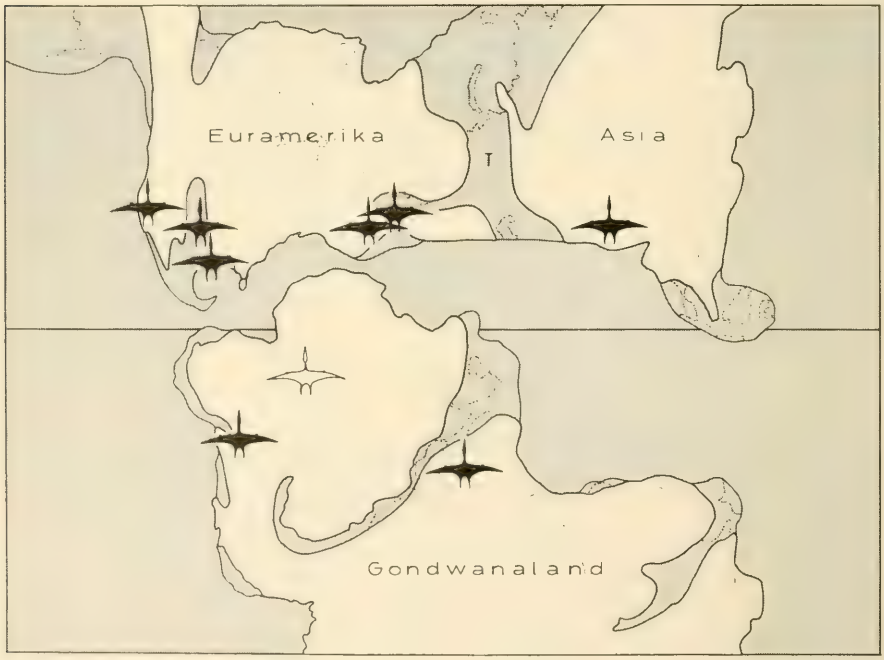


Abb. 4: Paläogeographische Karte der Unterkreide zwischen dem 70° nördlicher und südlicher Breite. Weiß: Kontinente, dünne Linie: epikontinentale Schelfe, punktierte Linie: heutige Küstenlinien (nach Cox 1974). Eingetragen sind die bisher bekannten Fundpunkte von Pterodactyloideen (schwarz) von China, Indien, England, Norddeutschland, Nordamerika und Argentinien (möglicherweise oberjurassisch, vgl. S. 164), sowie der neue Fund, *Araripedactylus dehmi* von Nordost-Brasilien (weiß). T: Turgai-See.

Es wäre denkbar, daß die Pterodactyloidea vom afrikanisch-vorderindischen Teil des Gondwanakontinentes eingewandert sind, möglicherweise entlang der Südküste Afrikas und der Küsten des sich öffnenden Südatlantik. Gegen diese Annahme spricht aber, daß an keiner Stelle dieses möglichen Wanderweges Pterosaurierfunde vorliegen. Darüberhinaus zeigt die Verteilung sämtlicher Pterosaurierfundstellen, daß sie nicht über dem 40° Breitengrad nördlich oder südlich des jeweiligen Paläoäquators liegen (Bramwell & Whitfield 1974; Wellnhofer 1977a, b).

Die Pterodactyloidea hatten spätestens in der Unterkreide Südamerika erreicht, am wahrscheinlichsten von Nordamerika aus, wo sie in der Unterkreide (Alb) von Kansas, Texas und Oregon nachgewiesen sind (Lawson 1975). Eine Pterodactyloideen-Fährte (*Pteraichnus saltwashensis* Stokes 1957) aus den Morrison-Schichten von Arizona und Skelettreste (*Dermodactylus montanus* Marsh), ebenfalls aus der Morrison-Formation von Wyoming, beweisen die Existenz von Flugsauriern bereits im oberen Jura Nordamerikas. Für fliegende Tiere, besonders die an ausdauerndes Segeln angepaßten Pteranodontiden, war die Überwindung von begrenzten Meeresbereichen sicherlich möglich.

Nach Weyl (1974: Abb. 4) betrug im Oberjura die Entfernung der Südspitze des westlichen Mittelamerikas (Nicaragua Craton) von der Nordwestküste Südamerikas vermutete 300 Kilometer. In der Unteren Kreide war die entsprechende Entfernung noch weit größer, jedoch deuten ausgedehnte vulkanische Ablagerungen darauf hin, daß möglicherweise bereits zu dieser Zeit ein vulkanischer Inselbogen die beiden Kontinente verband, wie ihn Weyl (1974: Abb. 6) für die Oberkreide annimmt. Somit wäre eine „sweepstake"-Verbindung durchaus denkbar. Der *Nyctosaurus*-Humerus aus der Oberkreide Nordost-Brasiliens (Price 1953) deutet jedenfalls für diese Zeit auf direkte Beziehungen zur Niobrara-Kreide von Kansas hin. Der Fund von *Araripedactylus dehmi* zeigt somit, daß spätestens in der Unterkreide große Pterodactyloideen nach Südamerika eingewandert sind — wahrscheinlich von Nordamerika aus.

Die Pterosaurier erreichten gegen Ende der Kreidezeit ihre größte Verbreitung. Sie reichte von Nord- und Südamerika über Mitteleuropa, Afrika, Rußland, Indien bis nach Ostasien (Wellnhofer 1977a, 1977b).

Schriftenverzeichnis

Agassiz, L. (1833—1843): Recherches sur les poissons fossiles. — Neuchâtel.

Agassiz, L. (1841): On the fossil fishes found by Mr. Gardner in the Province of Ceará, in the north of Brazil. — Edinburgh New Phil. J., **30**: 82—84; Edinburgh.

Agassiz, L. (1844): Comptes Rendus, **18**: 1012; Paris.

Beurlen, K. (1970): Geologie von Brasilien. — 444 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

Bonaparte, J. F. (1970): *Pterodaustro guinazui* gen. et. sp. nov. Pterosaurio de la formación Lagarcito, provincia de San Luis, Argentina y su significado en la geologia regional (Pterodactylidae). — Acta Geol. Lilloana, **10**, (10): 207—226, 5 Abb.; Tucuman.

Bonaparte, J. F. (1971): Descricion del Cráneo y Mandíbulas de *Pterodaustro guinazui* (Pterodactyloidea — Pterodaustriidae nov.), de la formacion Lagarcito, San Luis, Argentina. — Publ. Mus. Mun. Cienc. Natur. Mar del Plata, **1**, (9): 263—272, 2 Abb.; Mar del Plata.

Bramwell, C. D. & Whitfield, G. R. (1974): Biomechanics of *Pteranodon*. — Phil. Trans. R. Soc. London (B), **267**: 503—581, 58 Abb., Taf. 24—25; London.

Cox, C. B. (1974): Vertebrate palaeodistributional patterns and continental drift. — J. Biogeogr., **1**: 75—94, 12 Fig.; London.

Eaton, G. F. (1910): Osteology of *Pteranodon*. — Mem. Conn. Acad. Arts Sci., **2**: 38 S., 31 Taf.; New Haven.

Gardner, G. (1841): On the Geology and fossil Fishes of North Brazil. — Brit. Assoc. Adv. Sci., 10th meet. Glasgow: 118—122; Glasgow.

Gardner, G. (1842): Peixes petrificados que se acham na Provincia do Ceará. — J. Commercio, **95**; Rio de Janeiro.

Jordan, D. S. (1921): Peixes cretaceos de Ceará e Piauhy. — Monogr. Serv. Geol. Min. Brasil, **3**: 1—97, Taf. 1—16; Rio de Janeiro.

Jordan, D. S. & Branner, J. C. (1908): The Cretaceous fishes of Ceará, Brazil. — Smith. Misc. Coll., **5**, 1: 1—29, Taf. 1—8; Washington.

Lawson, D. A. (1975): Pterosaur from the Latest Cretaceous of West Texas. Discovery of the Largest Flying Creature. — Science, **187**: 947—948, 2 Abb.

Mawson, J. & Woodward, A. S. (1907): On the Cretaceous Formation of Bahia (Brazil), and on Vertebrate Fossils collected therein. — Qu. J. Geol. Soc., **63**: 128—139, Taf. 6 bis 8; London.

Price, L. J. (1953): A presenca de Pterosáuria no Cretáceo superior do Estado da Paraíba. — Not. Prel. Estud. Dept. Nac. Produc. Min., Div. Geol. Min., **71**: 1—10, 1 Fig., Taf. 1; Rio de Janeiro.

Sanchez, T. M. (1973): Redescripcion del Craneo y Mandibulas de „*Pterodaustro guinazui*" Bonaparte (Pterodactyloidea, Pterodaustriidae). — Ameghiniana, **10**, (4): 313—325, 4 Abb.; Buenos Aires.

Santos, R. S. (1945): Revalidacao de *Aspidorhynchus comptoni* Agassiz do Cretáceo do Ceará, Brasil. — Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Not. prelim. e estud., **29**: 29 S.; Rio de Janeiro.

Santos, R. S. (1958): *Leptolepsis diasii*, novo peixe fóssil da Serra do Araripe, Brasil. — Ibid., **108**: 15 S.; Rio de Janeiro.

Santos, R. S. (1960): A posicao sistemática de *Enneles audax* Jordan & Branner da Chapada do Araripe, Brasil. — Ibid., Monogr., **17**: 25 S.; Rio de Janeiro.

Schaeffer, B. (1947): Cretaceous and Tertiary Actinopterygian fishes from Brazil. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **89**, 1: 39 S.; New York.

Spix, J. B. & Martius, C. F. P. (1928): Reise in Brasilien. — **II.**: 770—799; München.

Wellnhofer, P. (1977a): Die Pterosaurier. — Naturwissenschaften, **64**, (1): 23—29, 4 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

Wellnhofer, P. (1977b): Pterosauria. — In Handbuch der Paläoherpetologie (Hrsg. P. Wellnhofer), **19**; Stuttgart (G. Fischer). (im Druck)

Weyl, R. (1974): Die Paläogeographische Entwicklung Mittelamerikas. — Zbl. Geol. Paläont. I, **1973**, 5/6; 432—466, 11 Abb.; Stuttgart.

Williston, S. W. (1903): On the Osteology of *Nyctosaurus (Nyctodactylus)*. — Publ. **78**, Field Columb. Mus., Geol. Ser., **2**, 3: 125—163, 2 text fig., pl. 40—44; Chicago.

Woodward, A. S. (1887): On the fossil teleostean genus *Rhacolepis* Agassiz. — Proc. Zool. Soc. London, 535—542, Taf. 46—47; London.

Woodward, A. S. (1891): Evidence of the Occurence of Pterosaurians and Plesiosaurians in the Cretaceous of Brazil. — Ann. Mag. Nat. Hist., (6), **8**: 314—317, 2 Abb.; London.

Woodward, A. S. (1896): On the Quadrate Bone of a Gigantic Pterodactyl discovered by Joseph Mawson, Esq., F. G. S., in the Cretaceous of Bahia, Brazil. — Ibid., (6), **17**: 255—257, 1 Abb.; London.

Young, C. C. (1964): On a new pterosaurian from Sinkiang, China. — Vert. Palasiatica, **8**: 221—256, 11 Abb., 2 Taf.; Peking.

Tafelerläuterung

Tafel 15

Araripedactylus dehmi nov. gen., nov. sp., erste rechte Flugfingerphalange, 55 cm lang, Santana-Formation, Apt, Araripe-Plateau, Provinz Ceará, Nordost-Brasilien.

Fig. 1: Geodenhälfte mit dem überwiegenden Teil des Knochens,

Fig. 2: Gegenstück mit dem Periost des Schaftes (hell) und Bruchstücken der Gelenkenden. Zustand vor der Präparation.
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München, Inv. Nr. 1975 I 166. X 0,27.
Phot.: M. Dressler.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 169-175 München, 6. 7. 1977

Neuere Erkenntnisse über die zeitliche Entstehung der rezenten Vogelarten

Von Peter Ballmann*)

Abstract

On the basis of new paleornithological publications, the problem of the temporal origin of the living species of birds is discussed. The available data suggest that most of the recent species have originated during the lower Pleistocene.

Grundlagen

Mayr (1963) schätzt, daß zur Zeit etwa 8600 Arten, bzw. über 28 000 Unterarten von Vögeln leben. Trotz dieser großen Vielfalt, mit der sie die Säugetiere z. B. bei weitem übertreffen, sind die einzelnen Arten gut erforscht und ihre Verbreitungsgebiete, meist sogar die ihrer Unterarten, weitgehend bekannt. Über die Variationen der Formen hat man — zumindest an Bälgen — einen guten Überblick.

Das führte dazu, daß der Mechanismus der Artbildung durch geographische Isolation größtenteils anhand der Vögel erarbeitet wurde (Mayr 1942) und auch in neuerer Zeit spielen sie noch eine geradezu beispielhafte Rolle.

Freilich gibt uns die Kenntnis des Vorganges noch keine genaue Vorstellung vom zeitlichen Rahmen, in dem er stattfindet. Dazu sind erdgeschichtliche Daten notwendig, die nur in seltenen Fällen zur Verfügung stehen. Einer dieser Fälle sind die arktoalpinen Disjunktionen. So sind die skandinavische und die alpine Population des Alpenschneehuhns *(Lagopus mutus)* seit dem Ende der letzten Vereisung voneinander getrennt, spezifische Unterschiede haben sich jedoch noch nicht herausgebildet. Man ist also gezwungen, sich bei der Klärung der Frage nach der zeitlichen Entstehung der rezenten Vogelarten weitgehend auf Fossilmaterial zu stützen. Glücklicherweise sind unsere Kenntnisse von der plio- und pleistozänen Vogelwelt in den letzten Jahren stark erweitert worden.

Ermöglicht wurden diese Fortschritte nicht zuletzt durch grundlegende Arbeiten auf dem Gebiet der Osteologie der rezenten Vögel. Besonders wichtig sind in diesem Zusammenhang Untersuchungen, wie sie unter der Leitung von Boessneck (München) durchgeführt wurden. Woelfle (1967) beschäftigte sich mit Enten, Sägern und Halbgänsen, Bacher (1967) mit Gänsen und Schwänen, Erbersdobler (1968) und Kraft (1972) mit Hühnervögeln, Fick (1974) mit Tauben. Im Mittelpunkt steht hier die Frage der Unterscheidbarkeit der Arten, um Bestimmungen von Knochenfunden zu ermöglichen. Erfaßt werden Maße, hauptsächlich des postkranialen Skeletts, unter Berücksichtigung des Geschlechtsdimorphismus. Die Aussagen werden durch statistische Methoden gesichert. Diese Fragestellung ist auch

*) Dr. P. Ballmann, Am Botanischen Garten 68, 5000 Köln 60.

weitgehend die der Paläornithologie, wenn es darum geht, ob eine fossile Form zu einer rezenten Art zu rechnen ist oder nicht. Erstere wird dann nicht mehr zu einer lebenden Art gehören, wenn sie sich von ihr in einem oder mehreren der folgenden Kriterien unterscheiden läßt.

1. Morphologische Merkmale
2. Osteometrische Daten
   a) Inter- oder intramembrale Proportionen
   b) Maße an Einzelskelettelementen

Zu diesen Kriterien ist zu sagen, daß unter 1. Merkmale verstanden werden, die sich mittels der Standardmaße nicht ausdrücken lassen. Sie können nur beschrieben oder graphisch wiedergegeben werden. Unterschiede in solchen Merkmalen sind zwischen einer Art und ihrem unmittelbaren Vorfahren nicht zu erwarten.

Zum Nachweis von Proportionsunterschieden sind individuenechte Maße am Fossilmaterial erforderlich oder aber eine so große Menge an Material, daß eine statistische Aussage erfolgen kann. Am häufigsten werden deshalb osteometrische Unterschiede an Einzelelementen die Kriterien darstellen, aufgrund derer über die Zugehörigkeit von Fossilien zu rezenten Arten entschieden wird. Bei reichlichem Vorhandensein von Fossil- und Vergleichsmaterial wird man statistische Methoden anwenden, die es erlauben, Mittelwerte untereinander oder Einzelwerte mit Mittelwerten zu vergleichen.

Die einfachste Form schließlich ist es, Meßwerte in Diagrammform gegenüberzustellen, wobei man versucht, Unterschiede zwischen fossiler und rezenter Form aufzuzeigen. Diese Methode ist, wenngleich anschaulich, in ihrem Aussagewert nicht immer deutlich.

Bei jedem Vergleich zwischen einer fossilen und einer rezenten Form ergibt sich die Frage, was man als repräsentativ für eine rezente Art ansieht. In der Regel wird dies ein Querschnitt durch die verschiedenen Varianten sein, um die Variation nicht zu klein anzusetzen. Für homogene Meßreihen an rezenten Bälgen gibt Mayr (1975) s% als meist kleiner als 3 an, wobei s% die Standardabweichung s ausgedrückt in % des Mittelwertes ist. Bei rezenten Arten, die geographische Variation aufweisen, wird dieser Wert beträchtlich höher liegen, zumal auch meist ein gewisser Geschlechtsdimorphismus vorhanden ist.

Kritisch wird der Fall aber, wenn die Art ein großes oder gar disruptes Areal einnimmt und Unterarten vorhanden sind, die sich größenmäßig stark unterscheiden. Als Beispiel seien statistische Kennwerte der Flügellängen einiger australischer Eulen angeführt, wobei die Originalmaße aus Mees (1964) entnommen wurden.

Art	Vorkommen	n	Flügellänge (mm) $\bar{x}$	s
Ninox rufa rufa	Nordaustralien	11	365	12.8
Ninox rufa humeralis	Neuguinea	14	325	12.2
Tyto tenebricosa tenebricosa	Neusüdwales	9	305	21.6
Tyto tenebricosa multipunctata	Nordaustralien	7	252	11.3

Die Bildung von Mittelwerten aus den Flügellängen der hier angeführten Unterarten von *Ninox rufa* bzw. *Tyto tenebricosa* erscheint wenig sinnvoll, da die Größenunterschiede zu groß sind.

In einem ähnlich gelagerten Fall entschied sich Mourer-Chauviré (1975a) dafür, die kleinwüchsige Unterart *Bubo bubo ascalaphus*, die in Nordafrika und

Vorderasien heimisch ist, nicht mit in ihre Meßwerte der Art *Bubo bubo* einzurechnen. Zu Recht, wie ich glaube.

Nach einer Überlegung von Brodkorb (1960) könnte man als Entstehungszeitpunkt der rezenten Arten, gemittelt gesehen den Zeitpunkt werten, an dem 50 % der heute lebenden Arten bereits vorkamen. In einer fossilen Avifauna aus dieser Zeit, müßte demnach die Hälfte der vorgefundenen Formen, rezenten Arten entsprechen.

Ob das Vorkommen fossiler Unterarten einer rezenten Art als Hinweis auf den Zeitpunkt der Entstehung der Art gewertet werden darf, ist fraglich. Zwar sind in der letzten Zeit fossile Unterarten rezenter Arten in zunehmendem Maße aus dem Pleistozän beschrieben worden. Welcher Wert allerdings diesen Taxa zukommt, ist m. E. noch unsicher. Rein methodisch dürften solche Formen ja nicht mit einem Querschnitt durch die gesamte rezente Art verglichen werden, sondern mit der Nominatunterart und ebenso, gesondert, mit allen anderen Unterarten, um auf diesem Niveau eine Verschiedenheit nachzuweisen. Dies würde — wenn man das Problem der Beschaffung des rezenten Vergleichsmaterials wirklich lösen könnte — dazu führen, daß man sehr häufig eine fossile Population als gesonderte Unterart ansprechen müßte, was aber nicht immer konsequent durchgeführt wird.

Beispiel seien die Schneehühner bei Mourer-Chauviré (1975a):

Art	La Fage	La Colombière	Gigny	Rezent	Maße am Tmt	
	38,1	37,9	39,7	38,7	L	(mm)
Lagopus lagopus	3,7	3,6	3,6	3,4	m. B.	(mm)
	33,6	31,4	33,7	33,1	L	(mm)
Lagopus mutus	3,2	3,2	3,4	3,0	m. B.	(mm)

Hier sind lediglich die Mittelwerte aufgeführt, wobei die erste Dezimale gerundet wurde. L ist die Länge, m. B. die Breite in der Mitte des Tarsometatarsus. Von den Fundorten ist La Fage Riss, die beiden anderen Würm. Der von Mourer-Chauviré unter Berücksichtigung der hier nicht angeführten Individuenanzahl und der Standardabweichung durchgeführte t-Test zeigt folgendes: innerhalb der beiden Arten unterscheiden sich die einzelnen Gruppen großenteils signifikant. Für die beiden Fundorte aus dem Würm, La Colombière und Gigny, unterscheiden sich beide Arten jeweils in beiden Maßen signifikant vom rezenten Vergleichsmaterial, bei einer Sicherheit von 99 %. Die Schneehühner des Fundortes La Fage unterscheiden sich beide nur in der Breite des Tmt signifikant mit 99 % Sicherheit, von den entsprechenden rezenten Formen. Dennoch werden sie, im Gegensatz zu den Formen aus der Würmeiszeit, als gesonderte fossile Unterarten betrachtet.

Paläornithologische Daten

Aus dem Oberpliozän Nordamerikas sind zwei wichtige Faunen bekannt, die größere Mengen an fossilen Vögeln geliefert haben. Es handelt sich um die Faunen von Rexroad (Idaho) und die von Hagerman (Kansas). Feduccia (1975) gibt einen Überblick über die bisher aus diesen Fundorten bekannt gewordenen Vögel. Er weist darauf hin, daß früher eine Reihe rezenter Arten darunter waren, die aber weitgehend inzwischen überarbeitet wurden. Dabei zeigte es sich, daß die rezenten Arten in ausgestorbene umbestimmt werden mußten, wie z. B. die Taube *Zenaidura macroura*, für die Brodkorb (1969) die Art *Zenaidura prior* aufstellte. Heute kennt

man aus beiden Faunen zusammen rd. 35 ausgestorbene Arten, neben einer Reihe von Formen, die bis zur Gattung bestimmt werden konnten. Die wenigen rezenten Arten, die in den Faunenlisten noch geblieben sind, werden von FEDUCCIA (1975) als fragwürdig angesehen. Er schließt sich damit der von BRODKORB (1966) und MURRAY (1967) geäußerten Ansicht an, daß die zeitliche Entstehung der rezenten Arten nicht im Pliozän lag.

Aus dem östlichen Mitteleuropa sind in den letzten Jahren von JÁNOSSY (1974a, 1976) Vogelfaunen neubeschrieben oder überarbeitet worden, von denen einige zum Obersten Pliozän (Csarnota 2, Węże), andere zum Altpleistozän gerechnet werden (Rębielice, Osztramos 7). Besonders reichlich sind Hühnervögel (Galliformes) in den Fundorten vertreten, davon sind die Rauhfußhühner (Tetraonidae) bereits eingehend bearbeitet und auch im Hinblick auf Evolution gedeutet worden (JÁNOSSY 1976).

Aus einem der oben genannten Fundorte (Rębielice) ist eine rezente Art genannt worden, u. zw. *Lagopus lagopus* mit einer fossilen Unterart *atavus* JAN. 1974. Die Maßangaben lassen Bedenken aufkommen, da ein proximaler Humerus einem männlichen *Lagopus lagopus* entspricht, während ein distaler Humerus den kleinsten weiblichen *Lagopus mutus* bei KRAFT (1972) gleichkommt. Diese Merkwürdigkeit weist *Lagopus lagopus atavus* allerdings nicht als gemeinsamen Vorfahren der beiden heutigen Schneehühner aus, wie JÁNOSSY (1976: Fig. 6) andeutet.

Aus Węże und Osztramos 7 ist ein Vertreter der Gattung *Tetrao* beschrieben worden. Diese Form, *Tetrao conjugens* JAN. 1974, soll morphologische Merkmale, sowohl von *Tetrao urogallus* als auch von *Lyrurus tetrix* aufweisen, wie JÁNOSSY (1976: 15, 16) am Humerus darlegt. Dieser Humerus aus Osztramos 7 gehört aber, wie aus Maßangaben, Beschreibung und Abbildung hervorgeht, sicher nicht zu den Tetraoniden, sondern wahrscheinlich zu den Phasianiden.

Art		Meßwerte am Humerus in mm			
		n	prox. Breite	dist. Breite	Q = dB/pB
Tetrao urogallus	♂	11	33,6	24,3	0,72
	♀	10	25,5	18,9	0,74
Lyrurus tetrix	♂	7	22,0	16,0	0,73
	♀	13	18,2	13,6	0,75
Dendragapus obscurus		1	20,0	14,5	0,72
Centrocercus urophasianus		1	23,5	17,0	0,72
Canachites canadensis		1	15,0	10,0	0,67
Tympanuchus cupido		1	21,0	14,2	0,68
Lagopus lagopus	♂	17	16,1	11,8	0,73
	♀	17	15,4	11,4	0,74
Lagopus mutus	♂	11	14,9	11,1	0,74
	♀	17	15,0	11,1	0,74
Tetrastes bonasia	♂	13	13,4	10,0	0,75
	♀	9	13,3	9,9	0,74
Bonasa umbellus		1	16,0	12,0	0,75
„Tetrao" conjugens		1	24,5	20,5	0,84

Die Maßangaben der mit mehreren Individuen vertretenen Arten stammen von ERBERSDOBLER (1968) bzw. KRAFT (1972) und sind Mittelwerte, die übrigen stammen von JÁNOSSY 1974a, 1976) und sind Einzelangaben. Der distale Humerus

der morphologisch stark geschlossenen Tetraonidae ist, wie aus der Aufstellung hier vorgeht, wesentlich schlanker als bei der fossilen Art *„Tetrao" conjugens*.

Der ebenfalls aus dem östlichen Mitteleuropa bekannt gewordene *Francolinus čapeki* war bereits von Lambrecht (1933) beschrieben worden. Inzwischen haben bessere Funde das Bild dieses Hühnervogels vervollständigt (Jánossy 1974a) und auch der Tmt ist jetzt bekannt. Da dieser keine Ansätze von Sporen erkennen läßt, wäre hier die Frage zu prüfen, ob es sich nicht eher um ein Relikt aus der Verwandtschaft von *Palaeocryptonyx* handelt.

Aus den Untersuchungen von Jánossy geht somit hervor, daß an der Plio-Pleistozängrenze die Galliformes in Europa mit heute hier ausgestorbenen Gattungen vertreten waren, neben denen vielleicht bereits Vertreter rezenter Gattungen von Rauhfußhühnern vorkamen. Im jüngeren Altpleistozän treten letztere stärker in den Vordergrund, mit Arten wie *Tetrao praeurogallus* Ján. 1969 oder *Lyrurus partium* Kretzoi 1962.

Für den Fundort Les Valerots (Frankreich) nennt Mourer-Chauviré (1975a) bereits aus der Günzkaltzeit die rezente Art *Lagopus lagopus*. Noch älter ist ein von Junge (1953) aus Tegelen beschriebener Seeadler, den er zur Art *Haliaeetus albicilla* stellt.

Wesentlich besser sind unsere Kenntnisse von der Vogelwelt aus dem Mittelpleistozän und der Risseiszeit. Besonders in Europa sind in den letzten Jahren umfangreiche Faunen aus diesem Zeitraum bearbeitet worden, in denen die rezenten Arten bereits stark in den Vordergrund treten. Aus der Mindeleiszeit wurde von Mourer-Chauviré (1975b) ein individuenechtes Skelett eines Adlerbussards, mit einer Reihe gut erhaltener Einzelknochen beschrieben. Diese Form wird als fossile Unterart *Buteo rufinus jansoni* genannt und zeigt gegenüber den verglichenen rezenten Exemplaren der Art *Buteo rufinus*, nur geringe osteometrisch faßbare Abweichungen.

Obwohl ein zahlenmäßiger Vergleich schon aufgrund der schwierigen stratigraphischen Vergleichbarkeit problematisch ist, sei doch versucht einige quantitative Angaben zu machen.

Fundort	Hundsheim	La Fage	Arredondo
Bearbeiter	Janossy (1974b)	Mourer-Chauviré (1975c)	Brodkorb (1959)
Alter	Mittelpleistozän	Risskaltzeit	Illinoian
Artenzahl	32	105	43
ausgestorbene Arten	4	4	7[1])
davon zu ausgestorbenen Gattungen gehörig	—	—	2
Passeriformes (außer Corvidae)	13	30	11
davon ausgestorben	—	—	2
zu ausgest. Gattung gehörig	—	—	1

[1]) Von Brodkorb (1959) waren ursprünglich 8 ausgestorbene Arten genannt worden. Nach der Revision von Storer (1976) sind es noch 7.

Es fällt auf, daß die nicht-corviden Passeriformes einen sehr geringen Anteil an fossilen Arten aufweisen. Dabei ist dies aber gerade die systematische Gruppe, die aufgrund ihrer hohen Entwicklungsstufe und ihrer großen rezenten Artenzahl, ein jüngeres Alter ihrer Arten erwarten ließe. Daß hier das Gegenteil der Fall ist, dürfte an der Schwierigkeit der Bestimmung liegen. Ich halte es für richtig, mich der Meinung von JÁNOSSY anzuschließen, der die Frage nach der Artzugehörigkeit von Passeriformes vielfach offen läßt.

Auf alle Fälle wird aber deutlich, daß in dem zuletzt betrachteten Zeitraum die rezenten Arten bereits stark überwiegen.

In die gleiche Richtung zielt eine Untersuchung von STORER (1976), der bei einer Revision des pleistozänen Materials von *Podilymbus* (Podicipedidae), unter Verwendung einer umfangreichen Vergleichssammlung und statistischer Methoden zu dem Schluß gelangt, daß die meisten fossilen Stücke der rezenten Art *Podilymbus podilymbus* angehören.

Ergebnisse

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß in den letzten Jahren bedeutende fossile Vogelfaunen aus dem Pleistozän, vor allem Europas, bearbeitet worden sind. Als weitere Fortschritte sind zu werten: grundlegende osteologische Arbeiten, zunehmend vollständigere rezente Vergleichssammlungen und die Verwendung statistischer Methoden.

In den Faunen aus der Riss- und der Mindeleiszeit überwiegen bereits die rezenten Arten. Einige von ihnen sind sogar wesentlich früher schon belegt (Günzeiszeit, Tegelen-Warmzeit).

Auf der anderen Seite haben rezente Arten, die aus dem Oberen Pliozän Nordamerikas genannt worden waren, der Überprüfung nicht standgehalten. Auch aus dem Oberen Pliozän des östlichen Mitteleuropas sind keine rezenten Arten bekannt, sondern Endformen tertiärer Gattungen scheinen hier neben fossilen Vertretern rezenter Gattungen vorzukommen. Die Entstehung der rezenten Arten der Vögel dürfte also hauptsächlich im Altpleistozän stattgefunden haben.

Schriftenverzeichnis

BACHER, A. (1967): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen des postkranialen Skeletts in Mitteleuropa vorkommender Schwäne und Gänse. — Dissertation, München.

BRODKORB, P. (1959): The Pleistocene avifauna of Arredondo, Florida. — Bull. Fla. State Mus., **4**: 269—291.

BRODKORB, P. (1960): How many species of birds have existed ? — Bull. Fla. State Mus., **5**: 41—53.

BRODKORB, P. (1966): Did living species of birds arise in the Pliocene? — XIV. Congr. Internat. Ornith., Abstracts, 43—44.

BRODKORB, P. (1969): An ancestral mourning dove from Rexroad fauna of the upper Pliocene of Kansas. — Quart. J. Fla. Acad. Sci., **31**: 173—176.

ERBERSDOBLER, K. (1968): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen des posteranialen Skeletts in Mitteleuropa vorkommender mittelgroßer Hühnervögel. — Dissertation, München.

Feduccia, A. (1975): Professor Hibbard's fossil birds. — Univ. Michigan Mus. Paleont., Pap. Paleont., **12:** 67—70.

Fick, O. (1974): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen europäischer Taubenarten. — Dissertation, München.

Jánossy, D. (1974a): Upper Pliocene and Lower Pleistocene Bird Remains from Poland. — Acta Zool. Cracoviensis, **19:** 21, 531—564, Taf. 23, 24.

Jánossy, D. (1974b): Die mittelpleistozäne Vogelfauna von Hundsheim (Niederösterreich). — Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, **182:** 211—257.

Jánossy, D. (1976): Plio-Pleistocene Bird remains from the Carpathian Basin I. Galliformes. 1. Tetraonidae. — Aquila, **82:** 13—36.

Junge, G. C. A. (1953): Fossil bones of a white-tailed Eagle, Haliaeetus albicilla (L.) from the Tegelen clay. — Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Proc. Ser. B, **56** (3): 285—290.

Kraft, E. (1972): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen nord- und mitteleuropäischer kleinerer Hühnervögel. — Dissertation, München.

Lambrecht, K. (1933): Handbuch der Palaeornithologie. — 1024 S.; (Borntraeger) Berlin.

Mayr, E. (1942): Systematics and the origin of species. — New York.

Mayr, E. (1963): Animal species and evolution. — 797 S.; (Harvard Univ. Press), Cambridge (Mass.) und London.

Mayr, E. (1975): Grundlagen der zoologischen Systematik. — 370 S.; (Parey), Hamburg.

Mees, G. F. (1964): A revision of the Australian Owls (Strigidae and Tytonidae). — Zool. Verh. Leiden, **65:** 3—62, 1 Taf.

Mourer-Chauviré, C. (1975a): Les oiseaux du pléistocène moyen et supérieur de la France. — 2 Bde., Thèse, Lyon.

Mourer-Chauviré, C. (1975b): Un exemple d'évolution chez les oiseaux au quaternaire: *Buteo rufinus jansoni* nov. subsp. (Aves, Falconida, Accipitridae) du Pléistocène moyen de Saint-Estève-Janson (Bouches-du-Rhône, France). — Coll. internat. C. N. R. S., **218:** 533—542, 1 Taf.; Paris.

Mourer-Chauviré, C. (1975c): Les oiseaux (Aves) du gisement pléistocène moyen des abimes de la Fage à Noailles (Corrèze). — Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, **13:** 89—112, Taf. 10—12.

Murray, B. G. (1967): Grebes from the late Pliocene of North America. — Condor, **69:** 277—288.

Storer, R. W. (1976): The pleistocene pied-billed Grebes (Aves: Podicipedidae). — Smiths. Contr. Palaeobiol., **27:** 147—153.

Woelfle, E. (1967): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen des postcranialen Skeletts in Mitteleuropa vorkommender Enten, Halbgänse und Säger. — Dissertation, München.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 177—195 München, 6. 7. 1977

Neue Primatenfunde aus unteroligozänen Karstspaltenfüllungen Süddeutschlands

Von Norbert Schmidt-Kittler*)

Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung

Aus neuen unteroligozänen Spaltenfüllungen Süddeutschlands werden weitere Primatenfunde beschrieben, so daß nun insgesamt sieben Formen unterschieden werden können. Von *Protoadapis ulmensis* werden Oberkieferzähne bekanntgemacht und von der Gattung *Microchoerus* erstmals der obere D^4 beschrieben. Durch nur wenige Einzelzähne sind außerdem ein mittelgroßer Adapide (Adapidae sp.), ein großwüchsiger Vertreter der Gattung *Necrolemur (Necrolemur* sp.) und das Genus *Pseudoloris (Pseudoloris* n. sp.) nachgewiesen. Nach dem Vorherrschen primitiver Evolutionsstadien in der Fauna handelt es sich um eine „Superstiten-Vergesellschaftung" mit oberoezänem Gepräge.

Abstract

New fissure fillings of Lower Oligocene age from Southern Germany have furnished further primate material, the whole number of taxa amounting now to seven. The knowledge of *Protoadapis ulmensis* is increased by upper cheek teeth. From the new *Microchoerus* material the D^4 is described for the first time. Further more a few isolated teeth indicate a medium sized adapid species (Adapidae sp.), a big sized descendant of *Necrolemur (Necrolemur* sp.) as well as a big sized species of the genus *Pseudoloris (Pseudoloris* n. sp.). The predominance of forms showing a primitive evolutionary step indicates, that this primate assemblage is partially composed of elements which have survived from the Eocene.

*) Dr. N. Schmidt-Kittler, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

1. Einleitung 178
2. Die neuen Fundstellen 179
Ehrenstein 2 179
Ehrenstein 3 180
Ehrenstein 6 180
Herrlingen 3 181
Arnegg 3 182
3. Beschreibung des Materials 182
Adapidae Trouessart 182
Protoadapis ulmensis (Schmidt-Kittler) 182
Adapis (Leptadapis) magnus Filhol 185
Adapidae sp. 185
Tarsiidae Gray 187
Necrolemur sp. 187
Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol 188
Pseudoloris n. sp. 190
4. Diskussion 192
Schriftenverzeichnis 194

1. Einleitung

Die ersten unteroligozänen[1]) Primaten aus Süddeutschland wurden in einer Karstspaltenfüllung entdeckt (Ehrenstein 1 [A], Schmidt-Kittler 1971 b), die nicht nur in ihrem stratigraphischen Niveau und ihrer Faunenzusammensetzung, sondern auch in ihrer Fazies und besonderen Art der Fossilanreicherung von den gewöhnlichen Typ der oligozänen Spaltenfüllungen dieser Region abwich (Schmidt 1969). Während diese im Geländebefund als mittelbraune, kein oder nur wenig Bohnerz führende Spaltentone zu bezeichnen sind, handelte es sich bei den Primaten führenden Partien der Spaltenfüllung Ehrenstein 1 um einen tief dunkelroten, sehr bohnerzreichen Ton. Die durchweg recht geringe Fossilführung beschränkte sich fast ausschließlich auf Einzelzähne und kleine, häufig stark abgerollte Knochenbruchstücke und -splitter von Kleinsäugern. Der so charakteristische Faziestyp trat insbesondere in den Weißjura-Steinbrüchen des Blautals westlich Ulm verschiedentlich auf, wurde aber wenig beachtet, da er dem ersten Anschein entsprechend als wenig fossilhöffig gelten mußte. Die einmal gemachte Entdeckung der so abweichenden und interessanten Fauna von Ehrenstein 1 lenkte nun die besondere Aufmerksamkeit des Autors gerade auf den beschriebenen, bohnerzreichen Spaltentyp. Dies führte in den Jahren 1971 bis 1973 zur Entdeckung von fünf weiteren, ebenfalls sehr fossilarmen aber gleichfalls stratigraphisch älteren und damit Primaten enthaltenden Karstfüllungen. Die geringe primäre Fossilführung der Spalten mußte durch eine entsprechende mengenmäßige Erhöhung des verarbeiteten Materials kompensiert werden. So ließ sich von verschiedenen der Fundpunkte eine recht artenreiche und zum Teil auch individuenreiche Fauna gewinnen. Im folgenden sind die wesentlichen Geländedaten und die Bestimmungslisten der neuen Fund-

[1]) Unteroligozän sensu Beyrich = Obereozän sensu Cavelier 1972.

punkte aufgeführt. Die Huftiere wurden freundlicherweise von Herrn Dr. K. Heissig bestimmt. Sämtliche Funde werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. hist. Geologie aufbewahrt.

2. Die neuen Fundstellen

Ehrenstein 2

Datum der Entdeckung: Oktober 1971.

Lage des Fundpunkts: Auf der ersten Abbauterrasse der nordwestlichen Steinbruchwand des Weißjura-Bruchs der Fa. Mühlen & Co. in Ehrenstein (Gemeinde Blaustein).

Geländebefund: Verfüllung einer seigerstehenden E-W-Kluft im Weißjura-Massenkalk. Mächtigkeit der Füllung etwa 60 cm. Hellgrüner, fetter, von kleinen Kalkkonkretionen durchsetzter Ton ohne Bohnerz. Die Fossilführung war auf ein einzelnes Nest beschränkt.

Fossilerhaltung: Kleine Knochenbruchstücke und Einzelzähne von Kleinsäugern. Bruchstücke und einige vollständige Zähne von Großssäugern, zum Teil mit Abrollungsspuren.

Faunenübersicht:

Pisces	Wirbel
Reptilia	
Lacertilia	Wirbel und Knochenschuppen
Testudinata	Plattenbruchstücke
Mammalia	*Peratherium* sp.
	Saturninia gracilis Stehlin
	Adapis (Leptadapis) magnus Filhol
	Adapidae sp.
	Necrolemur sp.
	Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol
	Treposciurus mutabilis Schmidt-Kittler
	Treposciurus n. sp.
	Suevosciurus minimus — fraasi (Übergangsform)
	Suevosciurus ehingensis Dehm
	Pseudosciurus praecedens Schmidt-Kittler
	Thalerimys fordi (Bosma & Insole)
	Ectropomys exiguus Bosma & Schmidt-Kittler
	Cynodictis sp.
	Rhagatherium valdense Pictet
	Diplobune secundaria Filhol
	Palaeotherium duvali Pomel
	Palaeotherium curtum Cuvier (klein)

Alter der Fauna: Unteres Unteroligozän, entsprechend dem Säuger-Niveau von La Débruge.

Ehrenstein 3

Datum der Entdeckung: Oktober 1971.

Lage des Fundpunkts: Zwischen der ersten und zweiten Abbauterrasse der nordwestlichen Abbauwand des Steinbruchs Fa. Mühlen & Co. (vgl. oben).

Geländebefund: Die Verfüllung befand sich in einer senkrecht aufsetzenden Hauptkluft mit 40 E Streichen, deren Wandabstand bis zu 120 cm betrug. Roter Bohnerzton mit Beimengung von braunen, nahezu ausschließlich Bohnerz führenden Nestern.

Fossilerhaltung: Einzelzähne und Knochenstücke von Kleinsäugern sowie einzelne isolierte Zähne von Großsäugern, z. T. mit Abrollungsspuren. Vereinzelte Kieferstücke von Kleinsäugern.

Faunenübersicht:

Gastropoda	Gehäusebruchstücke
Pisces	Wirbel
Reptilia	
Lacertilia	Kieferstücke, Wirbel und Knochenschuppen
Testudinata	Plattenbruchstücke
Mammalia	*Peratherium* sp.
	Saturninia gracilis Stehlin
	Protoadapis ulmensis (Schmidt-Kittler)
	Adapis (Leptadapis) magnus Filhol
	Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol
	Treposciurus mutabilis Schmidt-Kittler
	Suevosciurus minimus — fraasi (Übergangsform)
	Pseudosciurus praecedens Schmidt-Kittler
	Thalerimys fordi (Bosma & Insole)
	Cynodictis sp.
	Diplobune secundaria Fihol
	Anoplotherium pompeckji Dietrich
	Palaeotherium duvali Pomel
	Palaeotherium curtum Cuvier (klein)
	Palaeotherium medium Cuvier (klein)

Alter der Fauna: Unteres Unteroligozän; entsprechend dem Säuger-Niveau von La Débruge.

Ehrenstein 6

Datum der Entdeckung: August 1972.

Lage des Fundpunkts: In der nordwestlichen Abbauwand des Steinbruchs der Fa. Mühlen & Co (vgl. oben), etwa 2 m über der zweiten (obersten) Abbauterrasse.

Geländebefund: Verfüllung einer SW-NE streichenden Kluft und einer davon ausgehenden, taschenartigen Erweiterung von ca. 2 m Höhe und 1,5 m Breite. Rotbrauner, lagen- und nesterweise reichlich Bohnerz führender Spaltenlehm. Die Fossilführung war auf einzelne Partien beschränkt.

Fossilerhaltung: Relativ vollständige Knochen von kleinen Wirbeltieren waren nicht selten aber sehr hinfällig erhalten. Keine Anzeichen von Abrollung.

Faunenübersicht:

Mammalia	*Adapis (Leptadapis) magnus* Filhol
	Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol
	Treposciurus n. sp. (sehr häufig)
	Suevosciurus minimus — fraasi (Übergangsform)
	Pseudosciurus praecedens Schmidt-Kittler
	Palaeotherium sp.

Alter der Fauna: Unteres Unteroligozän, entsprechend dem Säuger-Niveau von La Débruge.

Herrlingen 3

Datum der Entdeckung: April 1972.

Lage des Fundpunkts: Etwa 10 m unterhalb der Oberkante des Steinbruchs der Fa. Schwenk Nachf. an der Auffahrt zur Albhochfläche.

Geländebefund: Die Verfüllung findet sich in zwei etwa 8 m voneinander entfernten Taschen von je rund 6 m Durchmesser, die in eine SW-NE streichende, senkrechte Kluftwand eingelassen sind und über die Kluft miteinander zusammenhingen. Rotbrauner Bohnerzlehm mit lagenweise massenhafter Bohnerzanreicherung.

Fossilerhaltung: Stark zerbrochene Knochenreste von Wirbeltieren unterschiedlicher Größe. Einzelzähne und selten Kieferstücke von Kleinsäugern. Zumeist stark abgerollte Zahnreste von Großsäugern.

Faunenübersicht:

Reptilia	
Lacertilia	Wirbel und Knochenschuppen
Testudinata	Plattenbruchstücke
Mammalia	*Peratherium* sp.
	Saturninia gracilis Stehlin
	Protoadapis ulmensis (Schmidt-Kittler)
	Adapis (Leptadapis) magnus Filhol
	Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol
	Treposciurus mutabilis Schmidt-Kittler
	Suevosciurus minimus — fraasi (Übergangsform)
	Pseudosciurus praecedens Schmidt-Kittler
	Thalerimys fordi (Bosma & Insole)
	Ectropomys exiguus (Bosma & Schmidt-Kittler)
	Rhagatherium cf. *frohnstettense* Kowalewskj
	Diplobune bavarica Fraas
	Anoplotherium pompeckji Dietrich
	Palaeotherium curtum Cuvier (klein)

Alter der Fauna: Unteres Unteroligozän, entsprechend dem Säuger-Niveau von La Débruge.

Arnegg 3

Datum der Entdeckung: Juni 1973.

Lage des Fundpunkts: In der nördlichen Abbauwand des Weißjura-Steinbruchs der Kali-Chemie AG Hannover in Arnegg, etwa 5 m unterhalb der Bruchoberkante.

Geländebefund: Es handelte sich um den Überrest einer Dolinenfüllung von 8 m Breite und 4 m Tiefe. Tiefdunkelroter Ton mit reicher Bohnerzführung, sehr fossilarm.

Fossilerhaltung: Knochenbruchstücke von Klein- und Großsäugern, isolierte Zähne von Kleinsäugern und Zahnfragmente von Großsäugern. Keine Abrollungsspuren.

Faunenübersicht:

Mammalia
Adapis (Leptadapis) magnus Fihol
Suevosciurus minimus — fraasi (Übergangsform)
Pseudosciurus praecedens Schmidt-Kittler
Palaeotherium sp.

Alter der Fauna: Unteres Unteroligozän, entsprechend dem Säuger-Niveau von La Débruge.

Von den hier beschriebenen Spaltenfüllungen existiert gegenwärtig nur mehr die von Herrlingen 3. Auch nach Abschluß der ersten Publikation über die Spaltenfüllung Ehrenstein 1 konnten, bis zu deren Vernichtung, im Zuge der weiteren Steinbrucharbeiten, noch weitere Funde von Primaten geborgen werden. Dazu gesellten sich noch wenige isolierte Zähne aus der bereits bekannten, dem mittleren Unteroligozän angehörenden Spaltenfüllung Weißenburg 8 (Fahlbusch & Schmidt 1969 und Schmidt-Kittler 1971a) des südlichen Fränkischen Jura hinzu. Obwohl von verschiedenen der belegten Prosimier-Spezies nur sehr unzureichende Reste vorliegen, wird das Interesse der Fauna dadurch erhöht, daß es sich zum Teil um Formen handelt, die aus gleichaltrigen Faunen Frankreichs und Südenglands (Isle of Wight) nicht bekannt sind.

3. Beschreibung des Materials

Adapidae Trouessart, 1879

Protoadapis ulmensis (Schmidt-Kittler)

Material unnd Maße:		Länge x Breite in mm	
Ehrenstein 1 (A),	M^3 sin. 1968 VII-1019	— x 5,45	Abb. 2
Ehrenstein 3,	$M_{1'2}$ sin. 1971 XXIV-1	4,3 x 4,80	Abb. 3
	$M_{1'2}$ sin. Fragm. sin. 1971 XXIV-2	— —	
	M^3 dex. 1971 XXIV-3	— x 5,30	Abb. 1
	P^3 dex. 1971 XXIV-4	4,0 x 3,75	Abb. 4
Herrlingen 3,	M_3 sin. 1972 XVIII-1	— x 2,25	Abb. 5

Vorbemerkung: Die Erstbeschreibung von „*Adapis*“ *ulmensis* (Schmidt-Kittler, 1971b) stützte sich auf ein sehr spärliches aber charakteristisches Material. Die von den neuen Fundstellen stammenden isolierten Zähne sowie ein weiterer

Einzelzahn von der Typlokalität Ehrenstein 1 erlauben eine weitere Abgrenzung dieser Art gegenüber anderen europäischen Adapiden. Zugleich tritt das primitive Evolutionsstadium dieser Form in den Merkmalen der oberen Backenzähne deutlich zum Vorschein, so daß sie in die Gattung *Protoadapis* zu stellen ist.

Beschreibung: $M^{1,2}$ sin. (Ehrenstein 3, 1971 XXIV-1, Abb. 3): Der Zahn zeichnet sich durch einen annähernd rechteckigen Umriß aus, zeigt also nicht die bei *Pronycticebus* erkennbare Verschmälerung der Molaren nach lingual. Protoconulus und Metaconulus sind nur schwach angedeutet und ein Hypoconus kaum entwickelt. Dieser existiert nur in Form einer geringfügigen Verstärkung des Basalcingulums an der entsprechenden Stelle. Das Cingulum selbst ist auf der Vorder- und Hinterseite der Krone gut entwickelt aber auf der Lingualwand sehr wenig markant. Auch auf der Buccalwand ist es nur schwach zu sehen.

M^3 sin. (Ehrenstein 1 [A], 1968 VII-1019, Abb. 2): An diesem Zahnexemplar ist der Metaconus abgebrochen. Metaconulus und Protoconulus sind etwas mehr betont, der Hypoconus aber ebenso schwach ausgeprägt wie an dem zuvor beschriebenen Molar. Das Basalcingulum ist auf der Vorderseite, der Lingualwand und der Hinterseite der Krone gut und ohne Unterbrechung entwickelt, fehlt aber auf der Buccalwand.

M^3 dex. (Ehrenstein 3, 1971 XXIV-3, Abb. 1): Auch diesem beschädigten Zahn fehlt der Metaconus. Der Protoconulus ist wie bei dem vorhergehend beschriebenen M^3 relativ deutlich. Der Hypoconus besteht nur in der Form eines etwas verdickten Abschnitts des Basalcingulums. Im Gegensatz zu dem vorigen M^3 ist das Cingulum auf der Buccalwand gut erkennbar, auf der Lingualwand aber unterbrochen.

P^3 dex. (Ehrenstein 3, 1971 XXIV-4, Abb. 4): Der Zahn, dessen Hauptspitze tief abgekaut ist, hat einen ungefähr dreiseitigen Umriß. Dabei ist der breite Innenlobus auf der Vorder- und Hinterseite durch je eine Einbuchtung von der die Hauptspitze tragenden buccalen Kronenhälfte abgesetzt. Der Innenlobus besitzt keinen eigentlichen Innenhöcker, sondern nur ein randliches Cingulum, das an seiner lingualwärtigsten Stelle eine schwache Verdickung trägt.

M_3 sin. (Herrlingen 3, 1972 XVIII-1, Abb. 5): Der Vorderrand des Zahns ist beschädigt und sein Hinterrand abgebrochen. Der wulstige Hypoconid-Hinterarm verliert nach hinten stark an Höhe und reicht bis an den Rand der Bruchstelle heran. Damit kann der Hinterlobus des M_3 nicht größer gewesen sein als dies auf Abb. 5 durch eine gestrichelte Linie angedeutet wurde. Das Talonid ist unmittelbar hinter der Trigonid-Hinterwand am tiefsten eingesenkt und steigt nach rückwärts allmählich an. Die hintere Hälfte des Talonidabschnitts zeigt eine deutliche Schmelzrunzelung.

Beziehungen: Obwohl mit der Art *ulmensis* zweifellos ein Adapide belegt ist, läßt sich ihre ursprüngliche Zuordnung zur Gattung *Adapis* nicht länger aufrecht erhalten. Neue Bearbeitungen der von Stehlin (1912—1916) beschriebenen eozänen Adapiden Frankreichs und der Schweiz (Szalay 1971, 1974, Gingerich 1975) haben die Heterogenität der Gattung *Adapis* in ihrem bisherigen Verständnis besonders deutlich werden lassen. Die nun vorliegenden oberen Molaren von *ulmensis* zeigen, daß die Beziehungen dieser Art zu primitiven *Protoadapis*-Vertretern wesentlich enger sind als zunächst nach den Merkmalen der Unterkieferzähne anzunehmen war (Schmidt-Kittler 1971b). Aus diesem Grund

sind auch die in der letztgenannten Arbeit (Abb. 11 u. 12) als P_3 bzw. P_4 gedeuteten, unvollständig erhaltenen Einzelzähne mit größerer Wahrscheinlichkeit als P_4 bzw. als $M_{1,2}$ anzusprechen.

Ein Vergleich der vorliegenden oberen Backenzähne mit den derzeit bekannten Adapiden läßt vor allem enge Merkmalsentsprechungen zu den primitiven Entwicklungsstadien dieser Familie erkennen. Ein sehr ursprünglicher Zug ist insbesondere in der geringen Entwicklung des Hypoconus zu sehen. Diese Eigenschaft steht einem engeren Vergleich mit *Pronycticebus* entgegeben, doch findet sich ein entsprechendes Merkmal innerhalb der Gattung *Protoadapis* bei *Protoadapis cur-*

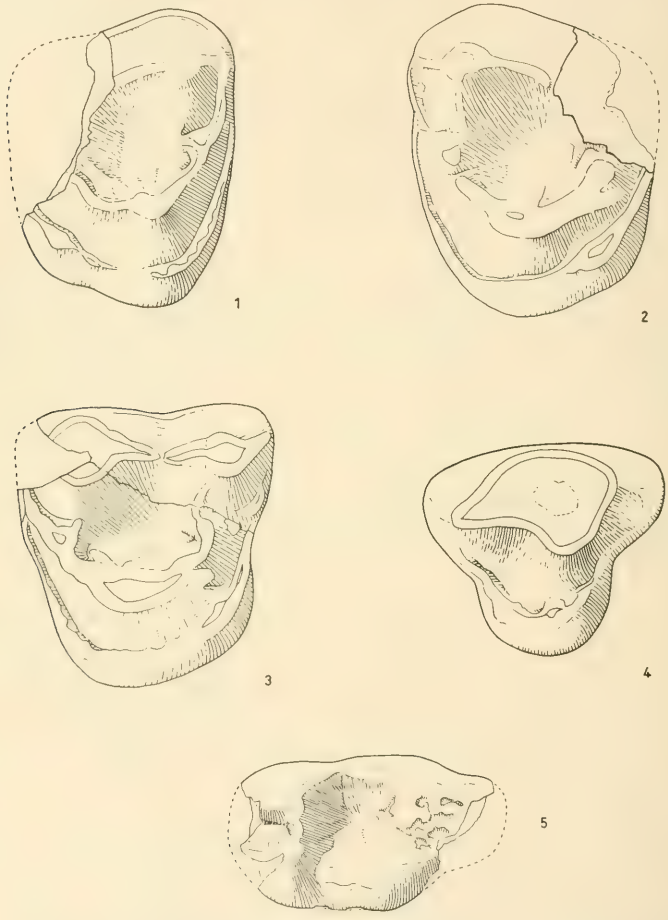


Abb. 1—5: *Protoadapis ulmensis* (Schmidt-Kittler), 8× nat. Größe.
1: M^3 dex., Ehrenstein 3, 1971 XXIV-3.
2: M^3 sin., Ehrenstein 1 (A), 1968 VII-1019.
3: $M^{1,2}$ sin., Ehrenstein 3, 1971 XXIV-1.
4: P^3 dex., Ehrenstein 3, 1971 XXIV-4.
5: M_3 sin., Herrlingen 3, 1972 XVIII-1.

vicuspidens Lemoine und nicht ganz so ausgeprägt, bei *Protoadapis klatti* (Weigelt). Mit der letztgenannten Art haben die oberen Molaren der Ehrensteiner Form auch die deutliche Ausbildung des Lingualcingulums gemeinsam (vgl. Simons 1962, Taf. 3). Eine ganz ähnliche Ausbildung zeigt auch ein oberer Molar von *Agerinia roselli* Crusafont aus dem Mitteleozän von Spanien (Crusafont & Golpe 1975, Taf. 1, Fig. 1). Es ist dies eine Gattung, die *Protoadapis* nahesteht aber von dieser und auch der vorliegenden Ehrensteiner Form durch eine geschlossene Fovea anterior im Trigonid der unteren Molaren abweicht. Für die Gattungsbestimmung kommt also aufgrund der Oberkieferzähne nur der *Protoadapis*-Formenkreis in Frage. Nachdem die generische Selbstständigkeit von *Europolemur* trotz des neuerlichen Rückgriffs auf diese Gattungsbezeichnung durch Wilson & Szalay (1976) nicht gesichert ist, muß die Art *ulmenis* in die Gattung *Protoadapis* eingereiht werden.

Der Artvergleich wird dadurch erschwert, daß Oberkieferzähne nur von wenigen *Protoadapis*-Verwandten bekannt sind. Abgesehen von dem bedeutend geringeren stratigraphischen Alter, unterscheidet sich *Protoadapis ulmensis* gegenüber *Protoadapis curvicuspidens* durch den weniger transversal gestreckten P^3, das gut ausgeprägte Lingualcingulum an den oberen Molaren und das Fehlen eines Paraconids am unteren M_1.

Gegenüber *Protoadapis klatti* erweist die vorliegende Art ihre Selbständigkeit, ganz abgesehen von dem erheblichen stratigraphischen Unterschied, durch die geringere Entwicklung des Hypocons an den oberen Molaren und die abweichende Form des Trigonidabschnitts am unteren M_1.

Ein Vergleich mit dem von Gingerich (1975) kürzlich als eigenes Genus *Circamonius* interpretierten *Protoadapis brachyrhynchus* kann sich nur auf die unteren Molaren und daneben auf die Abmessungen stützen. Dabei wird die Eigenständigkeit von *Protoapis ulmensis*, neben ihrer geringeren Größe, vor allem durch die Merkmale des M_1 deutlich: Dessen Trigonid läßt einen Paraconidhügel gänzlich vermissen und zeichnet sich zudem gegenüber *brachyrhynchus* durch einen deutlich gewinkelten Vorderrand aus. Das Metaconid zeigt außerdem als weitere Sonderbildung einen in die Talonidgrube hinabführenden, markanten Hintergrat (Schmidt-Kittler 1971b, Taf. 13, Fig. 11 u. Abb. 10).

Adapis (Leptadapis) magnus Filhol

Diese Art ist auch in den neuen Fundstellen Ehrenstein 2, 3 und 6, sowie von Herrlingen 3 und Arnegg 3 durch isolierte Zähne belegt. Gegenüber dem aus Ehrenstein 1 (A) beschriebenen Material sind weder in den morphologischen Merkmalen noch in den Maßen Unterschiede erkennbar.

Adapidae sp.

Material und Maße:		Länge x Breite in mm	
Ehrenstein 2	M^3 dex. 1971 XXVI-1	3,15 x 4,1	Abb. 7
	M^3-Fragm. sin. 1971 XXVI-2	— —	
	M_1 sin. 1971 XXVI-3	3,2 x 2,35	Abb. 6

Beschreibung: M^3 dex. (1971 XXVI-1, Abb. 7): Die Vorderwand des Zahns ist ziemlich gerade gestreckt, der Hinterrand dagegen bogenförmig geschwungen. Dem entspricht die relativ weit nach vorn verschobene Lage des Innen-

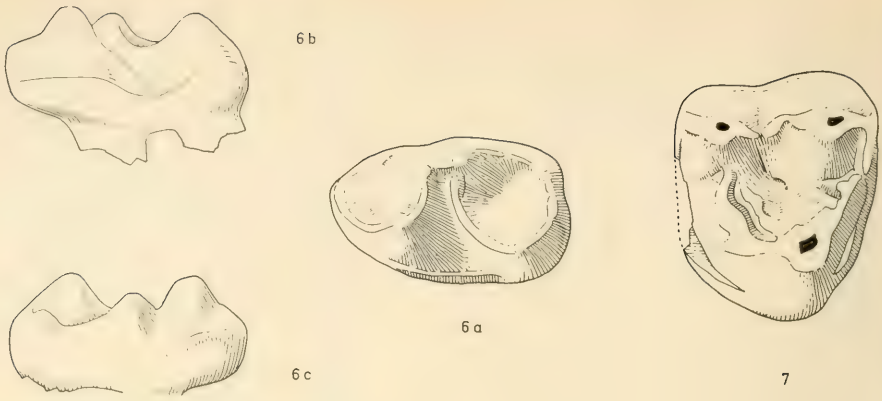


Abb. 6—7: Adapidae sp., 8× nat. Größe.
6: M_1 sin., Ehrenstein 2, 1971 XXVI-3, a) von occlusal, b) von buccal, c) von lingual.
7: M^3 dex., Ehrenstein 2, 1971 XXVI-1.

hügels. Auf der vom Protocon zur vorderen Buccalecke laufenden Transversalkante (vorderer Trigonumgrat) ist unmittelbar an der Innenbasis des Paracons ein schwacher Protoconulus ausgebildet. Ein Metaconulus fehlt. Der Protocon-Hinterarm ist kräftig entwickelt und reicht bis zur Innenbasis des Metaconus. Auf der Vorderseite der Krone findet sich ein schmales, auf der Hinterseite ein breites Basalcingulum. Ein Hypoconus ist nicht erkennbar.

M_1 sin. (Ehrenstein 2, 1971 XXVI-3, Abb. 6): Die Frage, ob es sich bei dem vorliegenden Unterkieferzahn nicht auch um einen D_4 handeln könne, muß prinzipiell gestellt werden, wird aber hier aufgrund der wenig gespreizten Wurzeln negativ beantwortet.

Der Zahn fällt durch seinen nach vorn zugespitzten Umriß und den weiten Abstand von Protoconid und Metaconid auf. Während dieses auf der Mitte der Lingualwand sitzt, ist jenes weit nach vorn gerückt und vom Metaconid zudem durch eine kleine Kerbe getrennt. Ähnliche Verhältnisse finden sich bei den ersten Molaren der Gattung *Anchomomys* (vgl. Szalay 1974, Abbs. 2 u. 4). Das Paraconid ist völlig verlorengegangen, so daß das Vorderende des Zahns nur durch den Protoconid-Vorderarm und eine im spitzen Winkel daran anschließende linguale Randleiste gebildet wird. Auf der Mitte des Zahnhinterrands befindet sich ein schwach angedeutetes Hypoconulid. Auf der Buccalwand der Krone ist ein mäßig ausgeprägtes Basalcingulum erkennbar. Es zieht um die hintere Buccalecke, wobei es praktisch zum Verschwinden kommt, und wird in der buccalen Hälfte der Hinterwand wieder etwas deutlicher.

Tarsiidae Gray, 1825

Necrolemur sp.

Material und Maße:		Länge x Breite in mm	
Ehrenstein 2	M_2 dex. 1971 XXVI-5	3,0 x 2,45	Abb. 8
	M_2 sin. 1971 XXVI-6	2,9 x 2,4	
	M_3-Frgm. dex. 1971 XXVI-7	— —	

Vorbemerkung: In einer Diskussion der taxonomischen Stellung von *Microchoerus* und *Necrolemur* anläßlich der erstmaligen Beschreibung von Necrolemuridenfunden aus Süddeutschland hat der Verfasser die Meinung vertreten, daß die obereozänen und unteroligozänen Funde in eine phylogenetische Reihe gehörten und für ihre systematische Umgrenzung ein einziges Genus hinreichend sei (Schmidt-Kittler 1971b). Während die erste Auffassung aufrechterhalten werden kann, ist die zweite, nämlich die Zugehörigkeit zu einer einzigen Gattung, im Licht der neuen Funde zu revidieren.

Von Ehrenstein 2 sind zwei untere Molaren und ein Molarenbruchstück einer Form belegt, die in ihrer Größe fast an *Microchoerus erinaceus edwardsi* von Ehrenstein 1 (A) und den neuen Fundstellen heranreicht, aber charakteristische, primitive Merkmale der eozänen Entwicklungsstadien beibehalten hat. Neben der zu *Microchoerus* führenden, progressiven Entwicklung muß also noch eine weitere, ebenfalls bis ins Unteroligozän fortdauernde, konservative Linie existiert haben. Obwohl die Verwandtschaft von *Microchoerus erinaceus* und dessen Vorläuferart *antiquus* sehr eng ist, sollte für die letztere doch der Gattungsname *Necrolemur* erhalten bleiben, da diese Linie unabhängig neben *Microchoeurs* weiterbesteht. Durch die Gattung *Necrolemur* lassen sich somit die primitiven obereozänen Arten aber auch die durch ursprüngliche Merkmale ausgezeichneten unteroligozänen Nachzügler erfassen.

Beschreibung: M_2 dex. (Ehrenstein 2, 1971 XXVI-5, Abb. 8): Der Zahn bleibt in seinen Abmessungen etwas hinter den Werten für die Zweiten Molaren von *Microchoerus erinaceus edwardsi* aus der gleichen Fundstelle zurück. Gegenüber dieser Form weicht er dadurch ab, daß das Metaconid und Protoconid durch zwei aufeinander zustoßende Transversalgrate unmittelbar Beziehung zueinander aufnehmen. Dadurch resultiert ein geschlossenes Trigonid, wie dies auch bei *Necrolemur antiquus* und *zitteli* der Fall ist. Bei *Microchoerus* von Ehrenstein ist dagegen der Lingualgrat des Metaconids mehr nach hinten gerichtet und setzt sich direkt in den Hypoconid-Vorderarm fort. (Vgl. Schmidt-Kittler 1971b, Taf. 13, Fig. 4 und Abb. 8 der vorliegenden Arbeit.) Während diese Gratstruktur bei

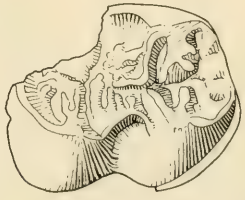


Abb. 8: *Necrolemur* sp., M_2 dex., Ehrenstein 2, 1971 XXVI-5. 10× nat. Größe.

Microchoerus ziemlich voluminös ausgebildet und in eine Reihe von Einzelknospen zergliedert ist (wie im übrigen auch die anderen Grate), zeigt *Necrolemur* sp. die schmalen und scharf gezogenen Kanten und Gratverbindungen wie sie von *Necrolemur antiquus* und *zitteli* bekannt sind. Auch die im Talonidabschnitt auftretenden Schmelzrunzeln sind stärker konturiert als bei *Microchoerus*.

Da ein Stück vom Hinterrand dieses Zahnes abgebrochen ist, könnte die Frage entstehen, ob es sich nicht auch um einen M_3 von *Microchoerus* handeln könne, nachdem die dritten Molaren allgemein zur Ausbildung eines nach hinten abgeschlossenen Trigonids neigen. Der Gegenbeweis liegt darin, daß die dritten Molaren nur ein sehr flaches Relief und besonders niedrige Haupthügel besitzen, während der hier beschriebene Zahn steile Höcker und eine tiefe Talonidgrube aufweist.

Ebenfalls zu *Necrolemur* sp. wird außerdem ein linker M_2 mit Abrollungsspuren und ein nur das Trigonid umfassendes Bruchstück eines rechten M_3 gestellt. An dem letztgenannten Zahnfragment ist die nach hinten völlig abgeschlossene Talonidstruktur gut zu sehen. Der in der Längsrichtung stark komprimierte Trigonidabschnitt und die geringe Höhe von Metaconid und Protoconid zeigen, daß es sich hierbei nur um den Rest eines M_3 handeln kann.

B e z i e h u n g e n : Die hiermit belegte Art ist primitiver als der oligozäne *Microchoerus* der süddeutschen Fundstellen, steht aber im Evolutionsniveau über der von Ehrenstein 1 (A) als Microche orenae sp. beschriebenen Form. Außerdem ist sie deutlich größer als diese. Damit sind aus dem Unteroligozän Süddeutschlands nicht weniger als drei Microchoerinenarten, wenn auch zum Teil durch sehr spärliches Material, dokumentiert. Die früher als Microchoerinae sp. bestimmte Art ging möglicherweise ohne nennenswerte morphologische Umwandlung und Größenzunahme aus *Necrolemur zitteli* Schlosser hervor, eine Vermutung, die auch bereits Louis & Sudre (1975, S. 822) äußerten. *Necrolemur* sp. von Ehrenstein 2 läßt sich entweder ebenfalls auf *Necrolemur zitteli* oder aber auf eine frühe Vorläuferform von *Microchoerus* rückbeziehen. Im Gegensatz zu Louis & Sudre (1975, S. 823), die *Microchoerus* und *Necrolemur* als bereits seit dem älteren Obereozän getrennte Gattungen annehmen, wird hier nämlich die Ansicht vertreten, daß die Vorläuferform von *Microchoerus* morphologisch zu wenig von *Necrolemur zitteli* und *antiquus* entfernt war, um schon zu dieser Zeit als eigenes Genus gelten zu können. Letztlich ist ja *Microchoerus* auf einen Ausgangstyp zurückzuführen, der *Necrolemur zitteli*, als ursprünglichster Art des *Necrolemur-Microchoerus*-Formenkreises, äußerst ähnlich gewesen sein muß. Die *Nannopithex*-Linie stellt demgegenüber einen Seitenast dar, der geringere Beziehungen zu *Necrolemur* und *Microchoerus* hatte als diese untereinander.

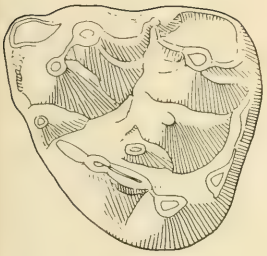
Microchoerus erinaceus Wood

Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol

M a t e r i a l : Von den Fundstellen Ehrenstein 2, 3, 6 und Herrlingen 3 ist ein reichhaltiges Material an Einzelzähnen geborgen worden. Es deckt sich in seinen Merkmalen mit den von Ehrenstein 1 (A) beschriebenen Funden. Ein Unterkieferrest, als bisher vollständigster Prosimier-Beleg aus Süddeutschland und der bisher von den Microchoerinae unbekannte obere Milchmolar (D^4) verdienen jedoch eine gesonderte Darstellung.

9 a

9 b



10

Abb. 9—10: *Microchoerus erinaceus edwardsi* Filhol.
9: Unterkiefer dex. mit M_1—M_3, Ehrenstein 3, 1971 XXIV-5,
a) von occlusal, 10× nat. Größe
b) von buccal, 5× nat. Größe
10: D^4 sin., Ehrenstein 2, 1971 XXVI-8, 10× nat. Größe.

Beschreibung: Unterkiefer dex. mit M_1—M_3 (Ehrenstein 3, 1971 XXIV-5, Abb. 9, Maße: M_1 = 3,55 x 2,65, M_2 = 3,4 x 2,35, M_3 = 3,95 x 2,35): An dem Unterkieferexemplar ist gut zu erkennen, daß die Merkmalsausprägung vom M_1 zum M_3 zunehmend primitivere Züge annimmt: Am M_1 und M_2 tritt das Metaconid mit dem Hypoconid über einen langen, aus dem buccalen Metaconid-Arm und dem Hypoconid-Vorderarm zusammengesetzten Diagonalgrat in Verbindung. Am M_3 ist dagegen der Hypoconid-Vorderarm zusammen mit dem Protoconid-Hinterarm an der Umgrenzung der Innenbucht auf der Buccalseite der Krone beteiligt. Der Buccalarm des Metaconids schließt indessen durch eine Verbindung mit dem Protoconidhügel das Trigonid nach hinten ab. Auf dem Hypoconid-Vorderarm wird bei *Microchoerus erinaceus edwardsi* ein Höcker als Neubildung abgegliedert. Dieser tritt am M_1 am deutlichsten in Erscheinung, ist am M_2 noch gut

erkennbar, am M_3 aber praktisch nicht mehr vorhanden. Im Einklang mit der stärkeren Betonung der Kaufunktion im hinteren Kieferbereich nimmt die Höhe der Höcker nach hinten ab und die Schmelzrunzelung auf dem Talonidabschnitt in der gleichen Richtung an Intensität zu.

D^4 sin. (Ehrenstein 2, 1971 XXVI-8, Abb. 10, Länge×Breite = 3,35×3,45): Der Zahn hat einen annähernd dreiseitigen Umriß. Dieser kommt vor allem dadurch zustande, daß das Parastyl stark betont und der Hypoconus weit nach lingual gerückt ist. Im übrigen sind alle neun an den M^1 und M^2 der evoluierten *Microchoerus*-Stadien auftretenden Höcker — mit leichten Proportionsverschiebungen — wiederzuerkennen. Dies gilt auch für die Sonderstruktur des gespaltenen Paraconhügels und die Existenz der Mesostylschleife. Das Außencingulum ist schwächer als an den Molaren des Dauergebisses. Wie an den Usurstellen der Höcker zu erkennen, ist die Schmelzdecke der Krone sehr dünn.

Pseudoloris n. sp.

Synonymie:
Pseudoloris reguanti n. sp. — Crusafont 1967, S. 621 (nomen nudum)

Material und Maße:		Länge x Breite in mm	
Weißenburg 8	M^2 sin. 1966 XXXV-58	1,59 x 2,30	Abb. 13
	M_2 sin. 1966 XXXV-59	2,20 x 1,76	Abb. 12
	P^3 sin. 1966 XXXV-60	1,24 x 1,33	Abb. 14

Vorbemerkung: Wie aus dem Diagramm der Abb. 11 hervorgeht, kann die von Crusafont (1967) intendierte neue *Pseudoloris*-Art als gerechtfertigt gelten. Jedoch hat dieser Autor die Art ohne Abbildung in die Literatur eingeführt und damit ein nomen nudum geschaffen. Drei aus Weißenburg 8 belegte Einzelzähne der Gattung *Pseudoloris* können nach ihren Maßen derselben Spezies zugerechnet werden. Eine Neubenennung dieser Art ist wünschenswert, doch wird hier mit Rücksicht auf das ingesamt sehr geringe Material davon Abstand genommen.

Beschreibung: M^2 sin. (Weißenburg 8, 1966 XXXV-58, Abb. 13): Dieser Zahn stimmt in seinen Merkmalen gut mit *Pseudoloris parvulus* (Filhol) überein und unterscheidet sich nur durch die bedeutendere Größe.

P^3 sin. (Weißenburg 8, 1966 XXXV-60, Abb. 14): Der Zahn besitzt einen kräftigen und sehr spitzen Außenhügel, der ganz an die vordere Außenecke gerückt ist. Er ist mit einer steilen Vorderkante versehen und mit einem weniger geneigten Hintergrat, welcher an der hinteren Außenecke in einem nur schwach angedeuteten Metastyl endigt. Die Lingualwand des Höckers durch eine vertikale Kante in einen schmalen, nach vorn weisenden Sektor und eine viel ausgedehntere hintere Fläche geteilt. Diese ist zwischen der genannten Innenkante und der hinteren Außenecke ausgespannt und leicht konkav eingesenkt. Der wesentlich niedrigere aber ebenfalls sehr spitze Innenhöcker ist vom Außenhügel durch ein tiefes Längstal getrennt. Er sitzt ebenfalls nahe dem Vorderrand des Zahns. An der hinteren Kronenseite zieht ein schwaches Cingulum entlang.

M_2 sin. (Weißenburg 8, 1966 XXXV-59, Abb. 12): Der vorliegende zweite untere Molar gleicht ganz dem von Tobien (1971, Taf. 2, Fig. 18) abgebildeten Exemplar, ist aber erheblich größer (vgl. Diagramm Abb. 11).

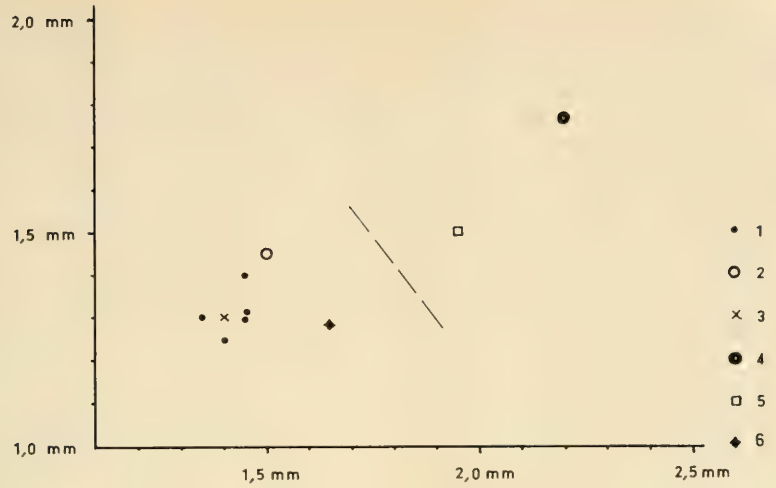


Abb. 11: Längen-Breiten-Diagramm der unteren zweiten Molaren von *Pseudoloris*.
1 = *Pseudoloris parvulus* (Filhol), alte Quercy-Fundstellen (Maße nach Tobien 1971)
2 = *Pseudoloris parvulus* (Filhol), Nordshausen bei Kassel (Maße nach Tobien 1971)
3 = *Pseudoloris parvulus* (Filhol), Mormont-Eclépens (Schweiz) (Maße nach Tobien 1971)
4 = *Pseudoloris* n. sp., Weißenburg 8 (vgl. S. 190)
5 = *Pseudoloris* n. sp., San Cugat de Cavadons (Nordspanien) (Maße nach Crusafont 1967)
6 = *Pseudoloris crusafonti* Louis & Sudre 1975

Abb. 12—14: *Pseudoloris* n. sp., 10× nat. Größe.
12: M_2 sin., Weißenburg 8, 1966 XXXV-58.
13: M^2 sin., Weißenburg 8, 1966 XXXV-59.
14: P^3 sin., Weißenburg 8, 1966 XXXV-60.

Beziehungen: *Pseudoloris* n. sp. zeigt auf der Basis des bisher bekannten Materials keine morphologischen Unterschiede gegenüber *Pseudolaris parvulus*, sondern ist letztlich nur durch seine bedeutendere Größe von diesem zu unterscheiden. Die Tatsache, daß aus Nordshausen bei Kassel aus dem höheren Unteroligozän ein kleinwüchsiger, in seinen Maßen mehr der Art *Pseudoloris parculus* nahestehender Vertreter dieser Gattung nachgewiesen werden konnte (Tobien 1971), läßt die gleichzeitige Existenz zweier *Pseudolaris*-Arten im Unteroligozän vermuten. Dasselbe ergibt sich bei einem Vergleich der französischen und spanischen Fundstellen, da *Pseudoloris parvulus* aus dem Unteroligozän des Quercy-Gebiets (Escamps) und eine größere Form aus Nordspanien (San Cugat de Cavadons, vgl. Crusafont 1967) beschrieben wurde. Wie aus dem Längen-Breitendiagramm der Abb. 11 hervorgeht, ist der von Tobien als *Pseudoloris* cf. *reguanti* bekanntgemachte M_2 nach seinen Maßen *Pseudoloris parvulus* zuzurechnen. Dies gilt auch für den anderen, von ihm unter dem gleichen Namen abgebildeten Einzelzahn.

Der jüngst von Louis & Sudre (1975) aus Grisolle (Pariser Becken) neubeschriebene *Pseudoloris crusafonti* zeigt, daß zwei verschiedengroße aber morphologisch nicht unterscheidbare Arten bereits seit dem älteren Obereozän existierten. Diese Autoren äußerten auch schon die Vermutung, daß die beiden unteroligozänen Formen die unmittelbaren Nachfolger der obereozänen darstellen könnten.

4. Diskussion

Durch die hier beschriebenen Funde hat sich die Zahl der Primatenspezies aus süddeutschen Spaltenfüllungen auf sieben vermehrt. Zum Teil sind sie aber nur sehr spärlich belegt und lassen in einem Fall nicht einmal eine Gattungsbestimmung zu. Angesichts der für die Verhältnisse des Unteroligozäns doch recht hohen Artenzahl und der Tatsache, daß drei davon nur durch ganz wenige Einzelzähne dokumentiert sind, muß natürlich der Verdacht aufkommen, ob hier nicht etwa umgelagerte Elemente aus dem Obereozän mitenthalten seien. Betrachtet man jedoch die Größenverteilung des in diesen Fundstellen dominierenden Nagers *Pseudosciurus praecedens*, so ergibt sich jeweils ein sehr homogenes eingipfliges Bild (vgl. z. B. das Blockdiagramm von Ehrenstein 1 (A) in Schmidt-Kittler 1971a, Abb. 36). Obereozäne Umlagerungsanteile, die die recht seltenen Primaten enthalten, müßten aber gerade durch abweichende Merkmale und inhomogene Größenverteilungen des viel häufigeren *Pseudosciurus praecedens* auffallen. Dies kann gesagt werden, weil es sich bei der *Pseudosiurus*-Linie aller Wahrscheinlichkeit nach um eine bodenständige Entwicklung handelt. Im Obereozän des französischen und schweizer Raums aber auch Südenglands ist diese Linie (wie auch im Unteroligozän) völlig unbekannt, eine Einwanderung aus Osteuropa jedoch aus paläogeographischen Erwägungen ausschließbar. Es ergibt sich also kein Hinweis für Umlagerungserscheinungen in den betreffenden Spaltenfüllungen, so daß alle daraus geborgenen Primatenspezies als Elemente des tieferen Unteroligozäns (Säugerniveau von La Débruge) angesprochen werden dürfen. Zusammen mit den vom Autor 1971 aus der Spalte Ehrenstein 1 (A) beschriebenen Funden handelt es sich um die folgenden Arten:

Adapidae:

Protoadapis ulmensis (Schmidt-Kittler)
Adapis (Leptadapis) magnus Filhol
Adapidae sp.

Tarsiidae:

Microchoerus erinaceus edwardsi Filhol

Necrolemur sp.

Microchoerinae sp. (cf. *Necrolemur zitteli* Schlosser), (vgl. Schmidt-Kittler 1971 und Louis & Sudre 1975, S. 822 und Abb. 4)

Pseudoloris n. sp.

Die relativ große Zahl der belegten Formen bildet einen Gegensatz zu der Artenarmut der Primaten in den unteroligozänen Faunen Frankreichs und Südenglands. Dort finden sich lediglich *Adapis parisiensis, Microchoerus erinaceus edwardsi* und *Pseudoloris parvulus*. Dabei ist *Microchoerus* in Frankreich, Südengland und Süddeutschland auf das tiefste Unteroligozän (Säuger-Niveau von La Débruge) beschränkt, während *Pseudoloris* in Frankreich und Süddeutschland bis ins höhere Unteroligozän (Säuger-Niveau von Escamps bzw. Frohnstetten) hinaufreicht (de Bonis et al. 1973, Tobien 1971). Der im tieferen Unteroligozän von Süddeutschland noch häufige *Adapis (Leptadapis) magnus* ist in Westeuropa nur bis zur Eozän/Oligozän-Wende nachweisbar und wird dort im Unteroligozän durch *Adapis parisiensis* vertreten, der seinerseits aus Süddeutschland unbekannt ist.

Nach den bisher aus Frankreich und der Schweiz bekannten Funden, hat dort die Entfaltung der Prosimier ihren Schwerpunkt im Eozän, während das Unteroligozän bereits einer regressiven Phase der Entwicklung entspricht. Im süddeutschen Raum ist demgegenüber ein abrupter Rückgang der Artendiversität zwischen dem tieferen und mittleren Unteroligozän zu verzeichnen. Damit bestehen zwischen dem französischen und dem süddeutschen Raum nicht nur Unterschiede im Artenspektrum sondern auch zeitliche Verschiebungen in dem Rückgang der Prosimier bis zu deren endgültigem Verschwinden in Europa am Ende des Unteroligozäns. Die bis zu einem gewissen Grad unabhängige Entwicklung der Prosimier in den genannten

Tabelle 1: Regionale Unterschiede in den Primatenfaunen des Unteroligozäns von Mittel- und Westeuropa

Säuger-Niveau (reference fauna)	Frankreich	Isle of Wight	Süddeutschland und Nordhessen
Escamps/Frohnstetten	*Adapis parisiensis* *Pseudoloris parvulus*		*Pseudoloris parvulus*[2])
Montmartre	*Adapis parisiensis*	*Adapis parisiensis*	*Pseudoloris* n. sp.
La Débruge	*Adapis parisiensis* *Pseudoloris parvulus* *Microchoerus erinaceus edwardsi*		*Protoadapis ulmensis* *Adapis (Leptadapis) magnus* Adapidae s. *Microchoerus erinaceus edwardsi* *Necrolemur* sp. Microchoerinae sp.

[2]) bezüglich *Pseudoloris parvulus* von Nordshausen in Nordhessen vgl. S. 192 oben.

Lebensräumen spiegelt sich auch in den Provinzialismen innerhalb der Nagerfaunen wider (Schmidt-Kittler & Vianey-Liaud 1975, Schmidt-Kittler 1977). Für diese Faunendifferenzierungen können prinzipiell mehrere Gründe als verantwortlich diskutiert werden: Der Oberrheintalgraben (und seine wahrscheinliche Verbindung zum Molassemeer) hat während der Zeit des Unteroligozäns sicher eine gewisse Rolle als Faunenschranke für Kleinsäuger gespielt, doch war seine Breite als trennende Wasserstraße zwischen dem französischen und süddeutschen Raum zu gering, um als hauptverantwortlicher Faktor der paläozoogeographischen Entwicklung gelten zu können. In dieser Richtung sprechen auch die weit weniger ausgeprägten Faunenunterschiede innerhalb der Großsäuger. Viel wahrscheinlicher bildeten geringe aber frühzeitig (bereits im Obereozän) wirksame Biotopdifferenzierungen und graduelle klimatische Unterschiede den eigentlichen Hintergrund der faunistischen Entwicklung. In diesem Zusammenhang muß hervorgehoben werden, daß Süddeutschland und Nordhessen Teile einer nach Westen zeitweise ganz oder weitgehend abgeschnürten, über die Böhmische Landmasse nach Osten ausgedehnten Insel oder Fastinsel einheitlicher geographischer Breite bildeten. Die durch Säugerfunde faßbare französische Provinz stellt dagegen nur den nördlichen Bereich eines weit nach Süden reichenden Lebensraums dar, welcher insbesondere auch mit der korsisch-sardinischen Festlandsmasse in unmittelbarer Verbindung stand. Damit konnten vom Süden her ökologische Einflüsse kommen, die in Süddeutschland keinerlei Entsprechung hatten.

Gorin (1975) hat auf der Grundlage paläobotanischer Untersuchungen in West- und Mitteleuropa für das Unteroligozän ein einheitlich tropisch-humides Klima konstatiert, indem er die Anwesenheit entsprechender Charakterpflanzen bis ins höhere Unteroligozän (= Obereozän im Sinne von Cavelier 1972) nachweisen konnte. Auf der Basis der Primatenfunde ist dieses Bild dahingehend zu differenzieren, daß wahrscheinlich bereits im Anschluß an das tiefere Oligozän ein starker flächenmäßiger Rückgang der tropischen Feuchtwälder stattgefunden hat, der den Lebensraum der Prosimier empfindlich einschränkte. Gleichzeitig haben sich auf den Karsthochflächen des Quercy-Gebiets und des Schweizer und Süddeutschen Jura bereits trockenere Biotope entwickelt.

Schriftenverzeichnis

Cavelier, C. (1972): L'age Priabonien supérieur de la „zone à *Ericsonia subdisticha*" (Nannoplancton) en Italie, et l'attribtion des Latdorf Schichten allemands à l'Eocène supérieur. — Bull. B.R.G.M., 2. sér. sect. IV, nr. 1, **1972**: 15—24; Paris.

Crusafont-Pairo, M. (1967): Sur quelques prosimiens de l'Eocène de la zone préaxiale pyrénaique et un essai provisoire de réclassification. — C.N.R.S., Coll. intern., Nr. 163, Problèmes actuels de Paléontol. — Evolution des vertébrés, 611—632; Paris.

Crusafont-Pairo, M. & Golpe-Posse, J. M. (1975): Les prosimiens de l'Eocène de la région préaxiale pyrénaique. — Coll. internat. C.N.R.S. Paris 1973, Nr. 218, Problèmes actuels de Paléontol. — Evolution des vertébrés, 851—859; Paris.

Fahlbusch, V. & Schmidt, N. (1969): Eine weitere unteroligozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **9**: 209—211; München.

Gingerich, P. D. (1975): A new genus of Adapidae (Mammalia, Primates) from the Late Eocene of Southern France, and its significance for the Origin of higher Primates. — Contrib. Mus. Paleont. Univ. Michigan, **24** (15): 163—170; Ann Arbor.

Gorin, G. (1975): Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grand'Limagne (Massif central). — Bull. B.R.G.M. 2. sér., sect. 1, nr. 3, **1975**: 147—181; Paris.

Louis, P. Sudre, J. (1975): Nouvelles données sur les primates de l'Eocène Supérieur européen. — Coll. internat. C.N.R.S. Paris 1973, Nr. 218, Problèmes actuels de Paléontol. — Evolution des vertébrés, 805—828; Paris.

Schmidt, N. (1969): Eine alttertiäre Spaltenfüllung von Ehrenstein westlich Ulm. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **9**: 201—208; München.

Schmidt-Kittler, N. (1971a): Odontologische Untersuchungen an Pseudosciuriden (Rodentia, Mammalia) des Alttertiärs. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math. nat. Kl., N. F., **150**: 1—133; München.

Schmidt-Kittler, N. (1971b): Eine unteroligozäne Primatenfauna von Ehrenstein bei Ulm. — Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **11**: 171—204; München.

Schmidt-Kittler, N. (1977): Les provincialismes des faunes de rongeurs européennes pendant l'Oligocène. — Geobios (im Druck).

Schmidt-Kittler, N. & Vianey-Liaud, M. (1975): Les relations entre les faunes de rongeurs d'Allemagne du Sud et de France pendant l'Oligocène. — C. R. Acad. Sc. Paris, **281**, (D): 511—514; Paris.

Simons, E. L. (1962): Notes on Eocene Tarsioids and a revision of some Necrolemurinae. — Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., **5**, (3): 45—69; London.

Stehlin, H. G. (1912—16): Die Säugetiere des schweizerischen Eozäns. Critischer Catalog der Materialien. 7. Teil, erste Hälfte: *Adapis*, zweite Hälfte: *Caenopithecus — Necrolemur — Microchoerus — Nannopithex — Anchomomys — Periconodon — Amphichiromys — Heterochiromys* — Nachträge zu *Adapis*. — Abh. Schweiz. Paläont. Ges., **38—41**: 1—1552; Zürich.

Szalay, F. S. (1974): New Genera of European Eocene Adapid Primates. — Folia. Primatol., **22**: 116—133; Zürich/Basel.

Tobien, H. (1971): Mikromammalier aus dem alttertiären Melanienton von Nordhessen. — Notitzbl. Hess. L. Amt Bodenforsch., **99**: 9—29; Wiesbaden.

Wilson, J. A. & Szalay, F. S. (1976): New Adapid Primate of European affinities from Texas. — Folia Primatol., **25**: 294—312; Zürich/Basel.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 17 | 197—212 München, 6. 7. 1977

Konstruktionsmorphologie, Nr. 78[1])

Mimomys cf. reidi aus der villafranchischen Spaltenfüllung Schambach bei Treuchtlingen

Von Wighart v. Koenigswald*)

Mit 40 Abbildungen

Kurzfassung

Die Funde von *Mimomys* cf. *reidi* aus der villafranchischen Fauna einer Spaltenfüllung im Fränkischen Jura (Bayern) werden unter zwei Gesichtspunkten beschrieben. In der Morphologie des M_1 und M^3 wird die Formveränderung, die durch die Abkauung bedingt ist, der echten Variabilität gegenübergestellt. Die Untersuchung des Schmelzbandes der hochkronigen Molaren unter dem Auflicht-Mikroskop sowie dem Raster-Elektronen-Mikroskop zeigt, daß drei verschiedene Schmelztypen den Schmelz aufbauen. Ihre räumliche Verteilung wird im Bezug zur unterschiedlichen Belastung während des Kauvorganges gesehen.

Abstract

Out of a villafranchian fauna from a fissure filling in the Franconian Jura (Bavaria) *Mimomys* cf. *reidi* is discribed in two aspects. Regarding the morphology of the M_1 and M^3 a change in crown pattern caused by abbration is distinguished from variability. The investigation of the enamel of the hypsodont molars by reflecting light microscop and scanning-electron-microscop shows three different types of enamel. Their local distribution is regarded to be of functional importance during mastication.

1. Einleitung

Die Gattung *Mimomys* besitzt als Leitform für das Villafranchium und Altpleistozän große stratigraphische Bedeutung. Dennoch ist die Abgrenzung der einzelnen Arten häufig ungenügend bekannt. Auf Grund von Neufunden in einer villafranchischen Spaltenfüllung bei Schambach werden für die dort häufigste Art *Mimomys* cf. *reidi* die morphologischen Veränderungen während der Abkauung am M_1 und M^3 sowie die Ultrastruktur des Molarenschmelzes beschrieben. Damit

[1]) Nr. 77 siehe Berthold, W.-U. (Arch. Protistenkunde, im Druck)

*) Dr. W. v. Koenigswald, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1.

können einige neue Merkmale zum Vergleich von Mimomys-Molaren angeboten werden.

Diese Studie wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen eines Stipendiums gefördert und steht im Zusammenhang mit dem Teilprojekt „Konstruktionsmorphologie" im Sonderforschungsbereich 53, „Palökologie", an der Universität Tübingen.

2. Fundstelle und Begleitfauna

Das Dorf Schambach, nach dem diese Spaltenfüllung benannt ist, liegt am Nordrand des westlichen Fränkischen Jura etwa 3,5 km nordwestlich von Treuchtlingen. Der Steinbruch liegt wiederum 1 km nordnordwestlich vom Ortskern in etwa 540 m über N. N. (Blatt 7031 Treuchtlingen r. 44 24 000 h. 54 26 950). Der Steinbruch wird im Norden von einem mit rotem Lehm verfüllten Spaltensystem begrenzt, das am östlichen Ende etwa 2—3 m unter der Geländeoberfläche fossilführend ist. Die Spaltenfüllung wurde bereits bei Schmidt-Kahler (1962: 18) erwähnt, allerdings ohne genauere Altersangabe. Herrn Dr. K. Heissig, München, verdanke ich die Kenntnis dieser Spaltenfüllung sowie einen Teil des Materials. Auf Grund von *Mimomys*-Zähnen erkannte er das villafranchische Alter. Frau L. Kleefeldt danke ich herzlich für die große Sorgfalt beim Auslesen der Schlämmrückstände. Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter der Nummer BSM 1975 XXXI aufbewahrt.

Der Rotlehm der Spaltenfüllung scheint recht sauer zu sein. Die eingelagerten Kalksteinbrocken sind stark angeätzt und die meisten Knochen völlig zerstört. Auch das Dentin der Zähne ist angegriffen und nur der Zahnschmelz ist recht gut erhalten. So fehlen in der Regel die Zahnwurzeln, und zahlreiche Wühlmauszähne sind durch Auslösen des Dentins in den lingualen und den labialen Schmelzbelag zerfallen.

Bisher konnten trotz dieser recht ungünstigen Erhaltungsbedingungen folgende Taxa festgestellt werden:

Ophidia indet.
Anguis fragilis L. 1758
Sorex minutus L. 1766
Sorex sp. (mittelgroß)
Beremendia fissidens (Pétenyi 1864)
Petenyia hungarica Kormos 1934
Talpa minor Freudenberg 1910
Hypolagus brachygnathus Kormos 1834
Pliomys episcopalis (Méhely 1914)
Villanyia exilis Kretzoi 1956
Mimomys cf. *reidi* Hinton 1910
Mimomys sp. (sehr groß)
? *Microtus (Allophaiomys)* sp.
Apodemus aff. *sylvaticus* (L. 1758)
Glis sackdillingensis Heller 1936
Muscardinus sp.
Canidae
Ursidae

Die Faunenliste ist zwar nicht sehr umfangreich und mehrere Taxa können wegen der ungenügenden Erhaltung nicht näher bestimmt werden. Dennoch sind einige Arten mit stratigraphischer Aussagekraft enthalten. Der Nachweis von *Beremendia fissidens, Villanyia exilis* und *Mimomys* cf. *reidi* lassen mit großer Wahrscheinlichkeit auf das obere Villafranchium schließen. Leider sind die spärlichen Reste der unbewurzelten Wühlmaus zu schlecht erhalten, um *Allophaiomys*, die phylogenetisch älteste Untergattung von *Microtus* (Chaline 1972), sicher nachzuweisen. Das übrige Faunenbild paßt gut in das späte Villafranchium und hat große Ähnlichkeit mit der von R. Dehm entdeckten Spaltenfüllung Schernfeld, die nur 14 km südöstlich von Schambach liegt (Dehm 1962, Heller 1967). Die Schernfelder Spaltenfüllung ordnet Heller der *Mimomys-Kislangia*-Zone (nach Kretzoi 1956) zu, die in der Gliederung Westeuropas dem Tegelen entspricht (Freudenthal, Meijer & van der Meulen 1976). Eine ähnliche Altersstellung wird auch für die Spaltenfüllung Schambach für wahrscheinlich gehalten. Eventuell, falls sich *Allophaiomys* bestätigen sollte, ist aber auch ein etwas jüngeres Alter, die Betfia-Phase, für Schambach zu erwägen.

3. Zahnmorphologie bei *Mimomys* cf. *reidi* Hinton 1910

Das vorliegende Material einer mittelgroßen Wühlmaus wurde nach dem Vergleich mit dem Holotypus von *M. reidi* (London GSM 98 637) als *M.* cf. *reidi* bestimmt. Die Einschränkung in der Artbestimmung mußte erfolgen, obwohl der Holotypus, ein isolierter M_1, gut in das Material von Schambach paßt, da der einzige überprüfbare obere M^1 aus Schambach nur zwei Wurzeln hat, während für *M. reidi* (= *petenyii* Méhely 1915) drei Wurzeln beschrieben wurden, für *M. pusillus* dagegen nur zwei (Hinton 1926: 364). Michaux (1971: 200) beschreibt aus Etouaires M^1 von *Mimomys* aff. *reidi*, bei denen die äußere Wurzel mit der vorderen verschmilzt. Die Abgrenzung von *M. reidi* gegenüber *M. pusillus* (Méhely 1914) ist nicht zufriedenstellend. Von *M. pusillus* unterscheidet sich aber das vorliegende Material besonders in den jungen, noch wenig abgekauten M_1. Heller (1963: Abb. 5) und Fejfar (1972: Abb. 2a, b, 3a) zeigen, daß bei diesen jungen Zähnen von *M. pusillus* keine Komplizierungen (*Mimomys*-Kante und Schmelzinsel) ausgebildet sind, wie sie das vorliegende Material aus Schambach zeigt. Dagegen stimmt es mit den als *M. reidi* bestimmten Funden aus Kadzielnia und Rebielice (Kowalski 1958, 1960) und Tegelen (Freudenthal, Meijer & van der Meulen 1976) überein. Die Bezeichnung der Zahnelemente folgt dem Vorschlag von Fejfar 1961. Zement ist bei den meisten Zähnen eingelagert, z. T. aber durch die Verätzung im Boden reduziert.

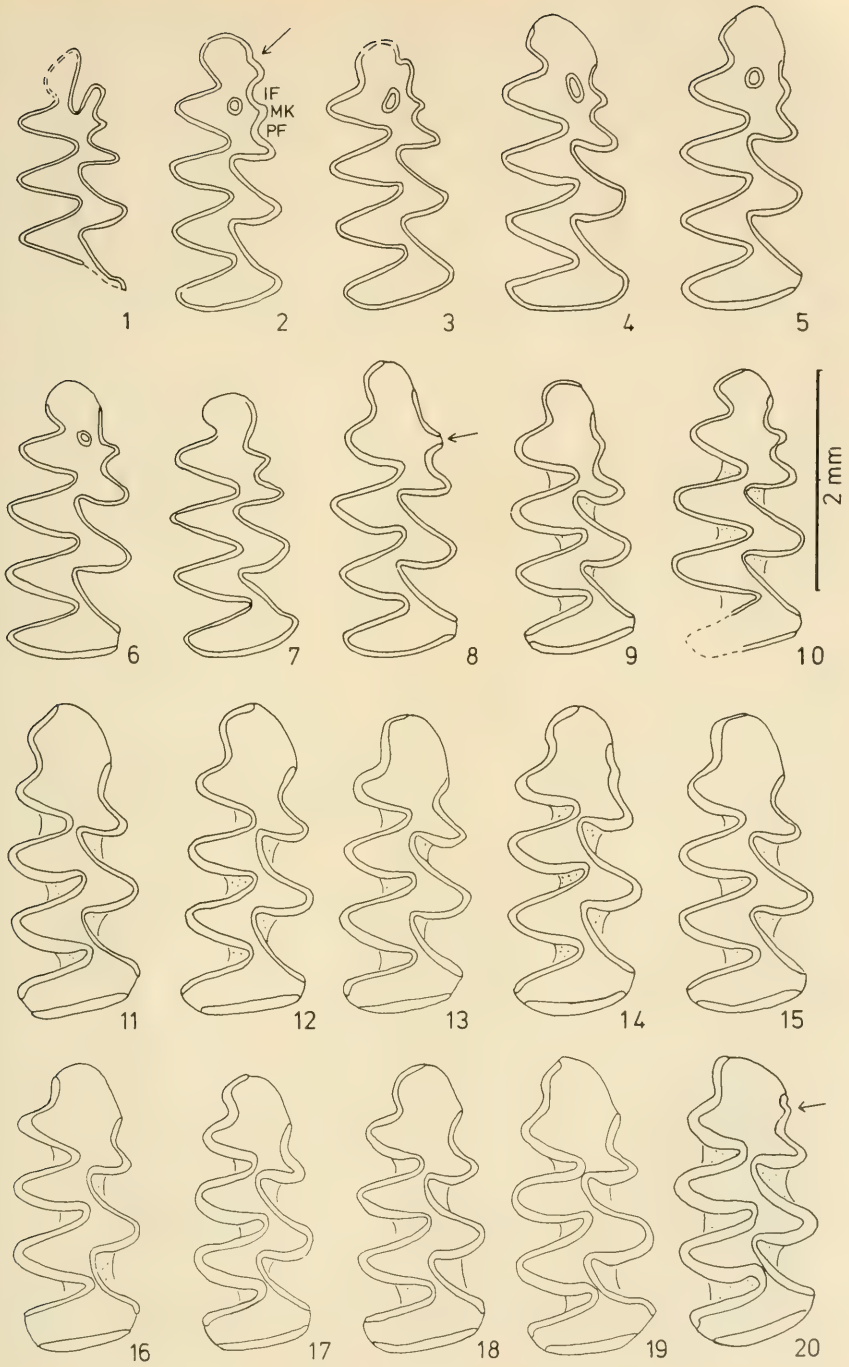
3.1 Der erste untere Molar

Für die Vielgestaltigkeit der ersten unteren Molaren sind zwei Faktoren bestimmend, die bei der Beurteilung bewurzelter Wühlmausmolaren stets zu unterscheiden sind. Der erste Faktor ist die echte Variabilität, die aber nur dann richtig abgeschätzt werden kann, wenn zuvor der zweite Faktor, nämlich die Veränderung des Kauflächenbildes während des Abkauvorgangs, geklärt ist. Da die Oberkante unabgekauter Zähne Komplizierungen aufweist, die sich — mit Ausnahme der Schmelzinsel — nicht tiefer in die Zahnkrone festsetzen, erfolgt bereits in den ersten

Abbildungs-Nummer	Seite	Kronenhöhe	Schmelzinsel	Synklinale vor der Inselfalte	Mimomys-Kante	tiefste Stelle der Inselfalte über der Kronenbasis	Unterbrechung des Schmelzbandes an: Vorderlobus	Hinterlobus — labial	Hinterlobus — lingual	Mimomys-Kante	Länge der Krone	Breite der Krone am HL
1	re.	4.5		+	+	2.6					—	—
2	li.	(3.7)	+	+	+	?					2.60	1.00
3	re.	4.3	+	+	+	2.7					2.44	1.04
4	li.	4.1	+		+	2.9	+	?			—	—
5	li.	4.2	+		+	2.8	+	+			2.80	1.12
6	li.	4.1	+		+	3.0	+	+			2.60	1.08
7	re.	4.0	?		+	2.6	?				—	1.08
8	li.	4.0			+	1.9	+	+		+	2.76	1.12
9	li.	3.5			+	3.3	+	+			2.56	1.04
—	re.	(3.3)			+	2.6	+	?	?	+	—	—
10	li.	3.2			+	0.7	+	+	?		2.64	1.20
11	li.	3.0					+	+	+		2.84	1.16
12	li.	3.0					+	+	+		2.88	1.12
13	li.	2.9					+	+	+		2.76	1.16
—	re.	2.8			+	2.5	+	+	+		—	—
14	li.	2.6			+	2.3	+	+	+		2.84	1.12
15	li.	2.4					+	+	+		2.76	1.12
16	li.	2.2					+	+	+		2.68	1.16
17	re.	2.2					+	+	+		2.52	1.08
18	li.	2.1					+	+	+		2.72	1.12
—	li.	2.1					+	+	+		—	—
19	li.	1.5					+	+	+		2.76	1.20
20	li.	1.5					+	+	+		2.72	1.20

Tab. 1: *Mimomys* cf. *reidi*, Villafranchium, Schambach.
Kauflächenmerkmale des M_1 in Abhängigkeit von der Kronenhöhe (Maße in mm)

Abb. 1—20: *Mimomys* cf. *reidi*, Schambach, Villafranchium. Veränderung des Kauflächenbildes des M_1 in Abhängigkeit von dem Grad der Abkauung. Kronenhöhen siehe Tabelle 1.


IF
MK
PF
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
2 mm
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Lebenstagen der Wühlmaus eine erhebliche Reduktion der morphologischen Elemente. Entsprechend selten werden Zähne in diesem Zustand gefunden. Unabhängig davon ist die Reduktion von morphologischen Elementen, die mit der Kronenbasis, der Unterkante des Schmelzbelages, in Verbindung stehen. Da diese Unterkante am Vorderlobus sehr weit aufragt, werden die vorderen Elemente (Inselfalte, *Mimomys*-Kante) ausgeglättet, wenn sich die Abkauebene der Basis des Schmelzbelages nähert. Da bei wurzellosen Molaren keine Kronenbasis ausgebildet wird, ist dieser Faktor für die meisten der anderen Arvicolinen-Gattungen von geringer Bedeutung. Bei den Wühlmäusen mit bewurzelten Molaren muß man aber das Kauflächenbild stets in bezug zur Abkaufstufe, d. h. der Kronenhöhe, sehen. Vergleicht man dann Zähne gleicher Abkaustufen, so ergibt sich die echte innerartliche Variabilität, die im vorliegenden Material aus Schambach weit geringer ist als die durch Abkauung bedingten Veränderungen.

Als **Kronenhöhe** wird hier die Höhe der distalen Schmelzauflage am Hinterlobus des M_1, bzw. die Schmelzauflage am Vorderlobus des M^3 gemessen.

Es liegen 23 M_1 vor, die morphologisch auswertbar sind. Sie sind in Abb. 1 bis 20 alle als rechte abgebildet. Die größte überlieferte Kronenhöhe liegt bei 4,5 mm. Das Kauflächenbild (Abb. 1) zeigt eine Besonderheit, nämlich, daß die Schmelzinsel hier nicht von der Inselfalte (IF) gebildet wird, wie es HINTON (1926: 112) für *M. pliocaenicus* zeigt, sondern in einer noch weiter mesial liegenden Falte mit dem Zahnaußenrand in Verbindung steht. Eine letzte Spur dieser Einfaltung zeigen zwei weitere Zähne (Abb. 2 und 3).

Die Dickendifferenzierung des Schmelzbandes, wie sie bereits von HINTON (1926: 353) als charakteristisch für *Mimomys* beschrieben wird, nämlich, daß der konvexe Schmelz dicker ist als der konkave, kann noch nicht in dieser Kronenhöhe, sondern erst unterhalb von 4 mm beobachtet werden. Bei einer Kronenhöhe von 4,2 mm sind die Komplizierungen der Zahnkappe — bis auf die Schmelzinsel — abgekaut. Aber sogleich werden neue morphologische Merkmale ausgebildet. Das Schmelzband wird am Vorderlobus und an der labialen Kante des Hinterlobus un-

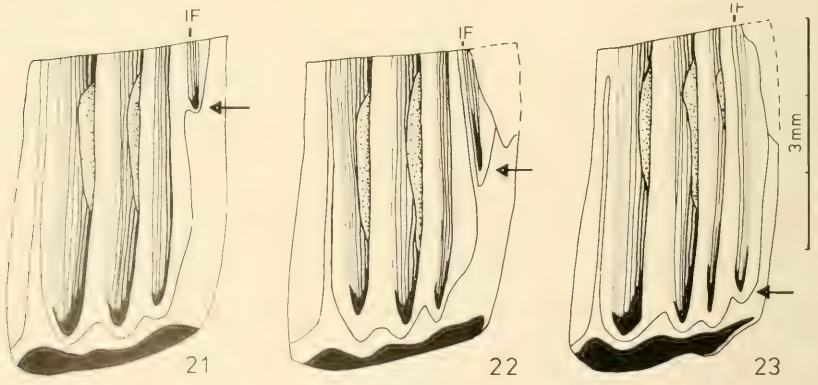


Abb. 21—23: *Mimomys* cf. *reidi*, Schambach, Villafranchium. Labialansichten verschiedener M_1, (Abb. 21 gehört zum Kronenbild in Abb. 6; Abb. 22 zu dem in Abb. 8; Abb. 23 zu dem in Abb. 7). Die Inselfalte (IF) beginnt unterschiedlich hoch über der Zahnbasis.

terbrochen (Abb. 5 bis 8). Erst etwas tiefer, bei einer Kronenhöhe von 3,5 mm, öffnet sich das Schmelzband auch an der lingualen Seite des Hinterlobus (Abb. 9 bis 20). Diese Unterbrechungen werden durch Aufragungen der Schmelzunterkante von der Zahnbasis her gebildet. Neben diesen drei regelmäßigen Unterbrechungen kommt es bei 2 von 13 Zähnen (etwa 15%) auch zu einer Unterbrechung im Scheitel der *Mimomys*-Kante (MK). Hier handelt es sich um ein echtes variierendes Merkmal (Abb. 8 und 22). Die Schmelzinsel ist bei allen Zähnen mit einer Kronenhöhe von weniger als 3,5 mm verschwunden.

Das Erscheinen der *Mimomys*-Kante wird von dem Ausmaß bestimmt, in dem die Inselfalte an die Zahnkrone hinabreicht. Bei einer Kronenhöhe über 3 mm sind Inselfalte — und damit die Mimomys-Kante stets ausgebildet (Abb. 1 bis 10). Im Bereich unter 3 mm variiert die Ausbildung (Abb. 21 bis 23). Zwischen 3 und 2,3 mm zeigen noch 11 von 17 Zähnen (etwa 66%) eine *Mimomys*-Kante. Nur bei etwa 17% reicht die Inselfalte und damit die *Mimomys*-Kante noch weiter hinunter und endet im extremen Fall bei etwa 0,7 mm Kronenhöhe.

Der Vorderlobus verliert bei stärkerer Abkauung nicht nur seine Falten auf der labialen Seite. Unter einer Kronenhöhe von 2,5 mm verflacht auch die linguale Falte, was dem Vorderlobus ein breiteres Aussehen gibt (Abb. 15 bis 20). Damit zeigt das vorliegende Material, daß trotz der starken Veränderungen durch die Abkauung, wie sie zwischen den Abb. 1 und 20 liegt, eine echte Variabilität in der Schmelzbandunterbrechung an der *Mimomys*-Kante und dem Ausmaß der Inselfalte besteht. Beide Merkmale sind nicht gekoppelt und weisen daher nicht auf eine andere taxonomische Einheit hin.

3.2 Der dritte obere Molar

Neben dem M_1 zeigt auch der M^3 wichtige diagnostische Merkmale, allerdings verändert sich auch sein Kauflächenbild. Es soll wiederum in Beziehung zur Kronenhöhe (Definition siehe oben) beschrieben werden. Am M^3 lassen sich konfluente Dentinfelder unterscheiden, wovon das mesiale die 1. Labial- sowie die 1. und 2. Lingualantiklinale umfaßt. Im distalen Dentinfeld liegen die 2. linguale und 3. labiale Antiklinale sowie der Hinterlobus. In diesem distalen Dentinfeld kann bei *Mimomys reidi* eine Schmelzinsel ausgebildet sein (Kowalski 1960: 183). Da die oberen Molaren etwa spiegelbildlich zu den unteren gebaut sind, entsprechen die mesialen Elemente 1. Labialantiklinale und 1. Lingualantiklinale dem Hinterlobus am M_1, während der distale Teil am M^3 dem Vorderlobus am M_1 entspricht.

13 M^3 liegen zur Untersuchung vor (Abb. 24 bis 35). Unabgekaute M^3 fehlen leider, die Aufschluß darüber geben könnten, wo die tiefste Verbindung der Schmelzinsel zur Außenwand liegt. Die beiden Molaren mit der größten Kronenhöhe (mehr als 3,5 und 3,0 mm; Abb. 24 und 25) zeigen diese Schmelzinsel im distalen Dentinfeld. Das Schmelzband ist in dieser Höhe weder unterbrochen noch deutlich in der Dicke differenziert. Bei den nächsten Zähnen mit einer Kronenhöhe um 2,9 mm (Abb. 26 bis 28) wird das Schmelzband an der 1. labialen und 1. lingualen Antiklinale sowie am Hinterlobus unterbrochen. Es sind die entsprechenden Stellen, an denen auch am M_1 diese Unterbrechungen auftreten. Allerdings ist hier die Abfolge der Unterbrechungen in der Kronenhöhe nicht so weit auseinandergezogen, so daß keine regelhafte Abfolge beobachtet werden kann. Das Schmelzband ist in der Dicke differenziert und in die Synklinalen ist Zement eingelagert.

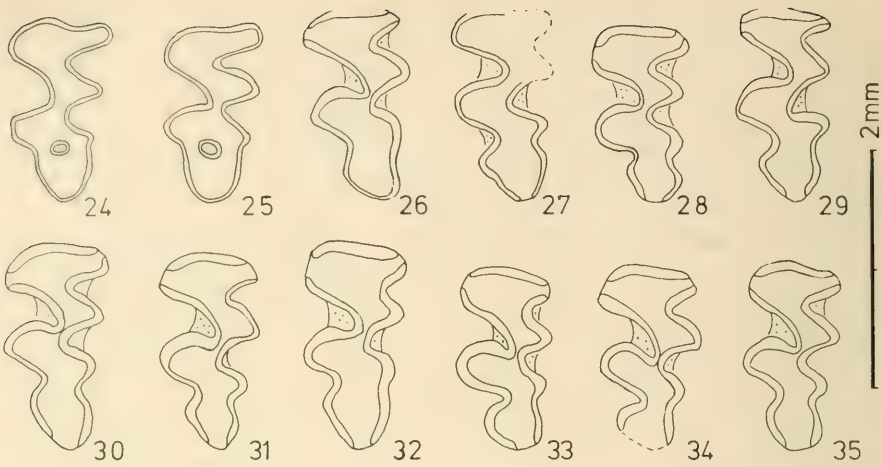


Abb. 24—35: *Mimomys* cf. *reidi*, Schambach, Villafranchium. Kauflächenbilder des M^3 nach der Kronenhöhe geordnet. (Abb. 24 = Kronenhöhe über 3,5 mm; 25 = 3,0; 26 = 2,9; 27 = 2,9; 28 = 2,9; 29 = 2,7; 30 = 2,4; 31 = 2,3; 32 = 2,3; 33 = 2,3; 34 = 2,0; 35 = 2,0).

Der Hinterlobus erscheint bei den Zähnen mit einer Höhe von 2,9 bis 2,3 mm langgestreckt und bei den stärker abgekauten eher verkürzt. Die gesamte Form des Hinterlobus variiert in ihren Proportionen nicht unbedeutend. Damit zeigt sich für den M^3 zwar nur eine relativ geringe Veränderung, die durch den Grad der Abkauung bestimmt ist, aber eine sehr viel größere echte Variabilität. Aus diesem Grunde ist dieser Zahn für die Artbestimmung weniger geeignet.

4. Die Ultrastruktur des Zahnschmelzes von *Mimomys*

Bisher wurden noch keine Untersuchungen zur Schmelzstruktur von Arvicolinen-Molaren vorgelegt. Die Beschreibungen des Schmelzes erfassen bisher nur die Differenzierung der Schmelzdicke und die Unterbrechungen des Schmelzbandes.

Die Ultrastruktur wird im Auflichtmikroskop bei etwa 200facher Vergrößerung erkennbar und läßt sich besonders gut im Raster-Elektronen-Mikroskop (REM) untersuchen. Als Vorbehandlung ist ein Einbetten in Kunstharz sowie ein Anschleifen erforderlich. Die eigentlichen Strukturen werden erst nach kurzem Anätzen sichtbar. Die Photos in der Kauflächenebene stammen von einem rechten, die der Längsschnitte von einem linken M_2. Sie wurden am REM des Sonderforschungsbereichs 53 in Tübingen hergestellt. Frau R. Klett und Herrn Dr. Chr. Hemleben sei herzlich für die Unterstützung bei der Arbeit am REM gedankt.

Das auffälligste Phänomen in der Schmelzstruktur der Molaren ist, daß sehr verschiedene Strukturtypen am Aufbau beteiligt sind (Abb. 36). Diese Strukturen sollen im folgenden beschrieben werden. Außerdem wird überprüft, wie weit die Verteilung der Strukturen im Schmelzband funktional bedingt ist.

Abb. 36: *Mimomys* cf. *reidi*, Villafranchium, Schambach. Die verschiedenen Schmelztypen in einem Schliff parallel zur Kaufläche. Die Prismen (P) und die interprismatische Substanz (IP) wurden durch kurzes Anätzen sichtbar gemacht.

4.1 Die Bausteine

Im anorganischen Bestandteil des Schmelzes bei Nagetieren sind vor allem zwei Elemente zu unterscheiden: Die Schmelzprismen (im Englischen *rods*) sind zu Strängen gebündelte Apatitkristallite. Der Durchmesser der rund bis ovalen Prismen liegt bei 3 µ. Die sogenannte Interprismatische Substanz besteht ebenfalls aus Apatitkristalliten, die aber nicht gebündelt sind. Sie liegen in einem fast rechten Winkel zu den Prismen und füllen den Raum zwischen diesen aus. Die zu unterscheidenden Schmelzstrukturen zeichnen sich durch eine unterschiedliche Verwendung dieser Bausteine aus. Frühere Autoren haben bei der Diskussion der Dickendifferenzierung zwischen konkaven (nach innen gewölbten) und konvexen (nach außen gewölbten) Abschnitten des Schmelzbandes unterschieden. Die Verteilung der Ultrastrukturen entspricht weitgehend dieser Unterscheidung.

4.2 Der konkave Schmelz (Abb. 37 und 38)

Zwei Lagen lassen sich im konkaven Schmelz unterscheiden. In der Aufsicht von der Kaufläche her erscheint die innere als Kreuzstruktur, die äußere radial gestreift. Trotz dieser Zweiteilung laufen die Prismen (P) von der Dentin-Schmelz-Grenze bis zur Außenkante ebenso wie die interprismatische Substanz (IP) durch. Sie ändern nur ihre Richtung an der Grenze zwischen den beiden Lagen.

Die Prismen entspringen an der Dentin-Schmelz-Grenze und streben in Lamellen (Tomes 1850: 552) um etwa 10° bis 20° zur Kaufläche hin ansteigend dem

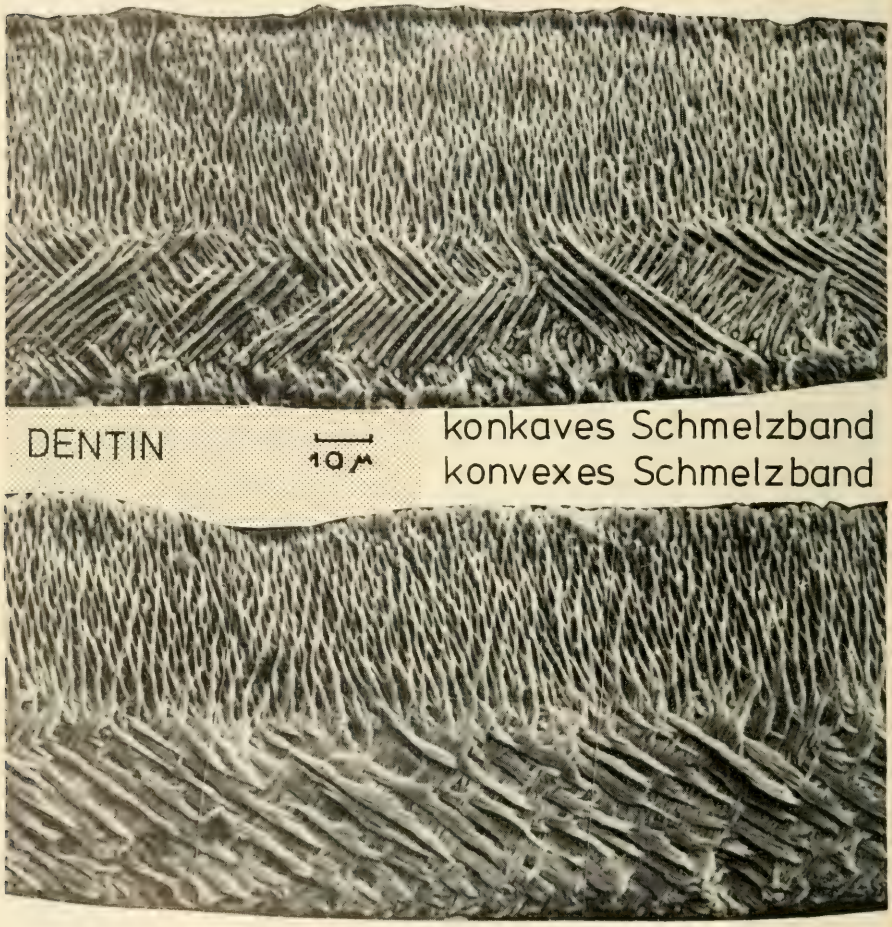


Abb. 37: *Mimomys* cf. *reidi*, Villafranchium, Schambach. Die Schmelzbänder in einem Schliff **parallel** zur Kaufläche. Das konkave Schmelzband ist aus radialem und Lamellen-Schmelz gebaut, das konvexe Schmelzband aus radialem und tangentialem Schmelz. Der radiale Schmelz liegt innerhalb der Schmelzbänder stets auf der dem Druck zugewandten Seite (im Bild oben).

äußeren Schmelz zu. Diese Lamellen sind uniseriale Hunter-Schreger-Bänder, ... heißt Prismenbündel, die nur ein Prisma dick sind und gegeneinander in einem Winkel versetzt sind. Sie verlaufen parallel zur Kaufläche. Innerhalb dieser Lamellen stehen die Prismen abgesehen von dem unmittelbaren Ursprung nicht senkrecht auf der Dentin-Schmelz-Grenze, sondern bilden mit dieser einen Winkel von etwa 30°. Da die einzelnen Lamellen in der Aufsicht wechselseitig nach rechts oder links abbiegen, überkreuzen sich die Prismen der verschiedenen Lagen entsprechend unter einem Winkel von 120°.

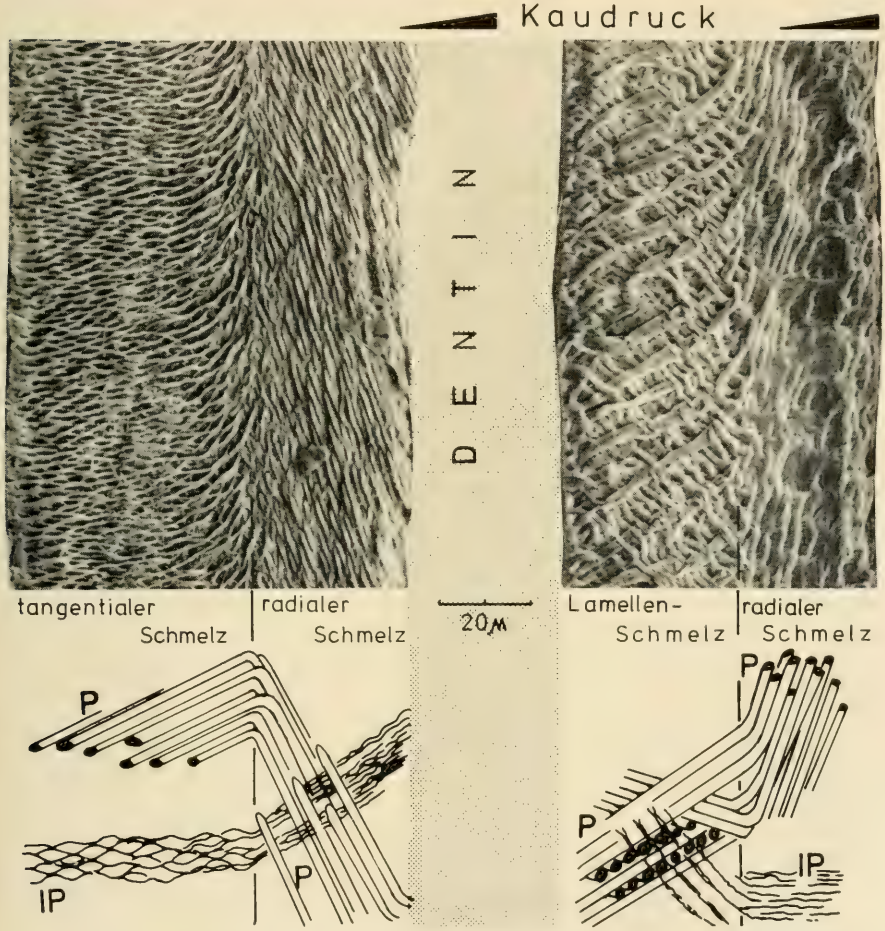


Abb. 38: *Mimomys* cf. *reidi*, Villafranchium, Schambach. Schliff durch ein Dentindreieck mit konvexem (links) und konkavem (rechts, Schmelzband **senkrecht** zur Kaufläche (oben). Die Skizzen zeigen den Verlauf der Prismen (P) und der interprismatischen Substanz (IP) an.

Eine interprismatische Substanz ist gut erkennbar und durchzieht dieses Netz in der dritten Richtung in dem die Kristallite unter dem Winkel von 50 bis 70° von der Dentin-Schmelz-Grenze absinken. Das Ergebnis ist eine in drei Richtungen sich durchkreuzende Struktur. Dieser Schmelztyp wird als **Lamellen-Schmelz** bezeichnet.

An der Grenze zum äußeren Schmelz biegen die Prismen aus der fast horizontalen Lage in eine steil aufragende Richtung zur Kaufläche hin um und streben radial zum Außenrand. In diesem Bereich ist kein Unterschied zwischen den Prismen der verschiedenen Lamellen mehr erkennbar. Die interprismatische Substanz vollzieht die entgegengesetzte Bewegung. Sie biegt aus der steil abfallenden Richtung in eine fast kauflächenparallele Richtung um und umgibt anastomisierend die einzelnen Prismen. Dieser Schmelztyp wird als **radialer Schmelz** bezeichnet. In der Aufsicht (Abb. 37) sieht man also im inneren Schmelz vor allem die Prismen, im äußeren Schmelz vor allem die interprismatische Substanz.

4.3 Der konvexe Schmelz (Abb. 37 und 38)

Wie im konkaven Schmelzband lassen sich bei Mimomys auch im konvexen Schmelzband zwei Lagen unterscheiden, allerdings entsprechen sich diese beiden Lagen nicht. Der innere Schmelz der konvexen Seite entspricht dem eben beschriebenen radialen Schmelz der konkaven Seite in Form und Struktur. Die Prismen steigen hier von der Dentin-Schmelz-Grenze steil nach oben zur Kaufläche hin an, während die interprismatische Substanz nur geringfügig abfallend diese Prismen anastomisierend umgibt. Der äußere Schmelz der konvexen Seite zeigt zwar eine Überkreuzungsstruktur, ist aber nicht homolog mit dem Lamellen-Schmelz der konkaven Seite. Die steil aufsteigenden Prismen biegen an der Grenze zum äußeren Schmelz in die horizontale Richtung um und zwar alle in gleicher Richtung, ohne daß die Lagen mit unterschiedlichen Richtungen ausgebildet werden. Die Prismen dieses Abschnittes bilden wiederum einen Winkel von 30° mit der Außenkante. In der labialen Zahnhälfte weisen alle Prismen labiad, in der lingualen Zahnhälfte linguad. Die interprismatische Substanz durchwebt ebenfalls horizontal die Prismen und bildet mit ihnen einen Winkel von etwa 90°. Dieser Schmelztyp wird **tangentialer Schmelz** genannt. Der Unterschied gegenüber dem Lamellen-Schmelz besteht darin, daß alle Prismen parallel liegen. Damit fehlt dem tangentialen Schmelz eine Verflechtung in der dritten Richtung. Auch aus der Innen-Außen-Beziehung geht hervor, daß diese beiden Strukturen sich nicht entsprechen.

Der tangentiale Schmelz entspricht in seinem Aufbau dem radialen Schmelz, allerdings ist die Orientierung um 90° gedreht. Daher zeigt der tangentiale Schmelz im Längsschnitt (Abb. 38) das gleiche Bild wie der radiale Schmelz in der Kaufläche (Abb. 37).

4.4 Die Verbreitung der Schmelztypen im Gebiß (Abb. 39)

Das wichtigste Verteilungsmuster der Strukturen im Schmelz wurde bereits mit der Unterscheidung von konkavem und konvexem Schmelz genannt. Stets wird das konkave Schmelzband von radialem Schmelz über Lamellen-Schmelz gebildet, das konvexe Schmelzband aber von tangentialem über radialem Schmelz. Diese Regel gilt für alle Molaren des Unter- und Oberkiefers, obwohl im Unterkiefer die konkave Seite stets mesial vom Dentindreieck und im Oberkiefer stets distal liegt. Die

Strukturverteilung bleibt durch die ganze Höhe des Zahnes gleich. Von besonderem Interesse sind die Umbiegungszonen des Schmelzbandes. Weil der Schmelz in der inneren Umbiegungszone ausgedünnt ist, lassen sich hier die Lagebeziehungen der verschiedenen Schmelztypen nicht gut beobachten. Hier wird das Schmelzband allein von radialem Schmelz gebildet. An den äußeren Umbiegungsstellen ist der Übergang dagegen gut sichtbar (Abb. 39). Von der konkaven Seite kommend, liegt an der Innenseite der Lamellen-Schmelz. Er greift gerade noch etwas auf die konvexe Seite über. Der radiale Schmelz bildet auch hier noch die Außenlage. Er biegt dort wo der Lamellen-Schmelz auskeilt, auf die Innenseite des konvexen Schmelzes um, so daß der radiale Schmelz kontinuierlich den Zahn umgibt. Der tangentiale Schmelz auf der konvexen Seite setzt erst ein, nachdem der Lamellen-Schmelz der konkaven Seite verschwunden ist. Es gibt also keinen Übergang zwischen diesen beiden Zonen. Die Struktur des konvexen Schmelzbandes ist in der distalen Kante des Hinterlobus an den unteren Molaren und entsprechend am Vorderlobus der oberen Molaren ausgebildet. Am Vorderlobus des M_1 wird von dieser Struktur nur die konvexe (distale) Kante der 3. Labialsynklinale, der 4. Lingualsynklinale und die Lingualkante gebildet. Der Lamellen-Schmelz, z. T. von nur dünnem radialem Schmelz überlagert, umgibt alle anderen Stellen des Vorderlobus, unabhängig von der Krümmung. So sind beide Seiten der *Mimomys*-Kante und bei jungen Exemplaren die gesamte Vorderkappe vom Lamellen-Schmelz bedeckt. Die Schmelzinsel wird nur von radialem Schmelz gebildet.

Die Struktur des konkaven Schmelzbandes ist aber nicht auf die Molaren beschränkt, sondern sie ist identisch mit der der Schneidezähne. Hier sind die Lamellen durch die allmähliche Reduktion der Dicke der Hunter-Schreger-Bänder bereits zu einem sehr viel früheren Zeitpunkt in der phylogenetischen Abfolge ausgebildet worden. Am Schneidezahn ist diese Struktur Allgemeingut von zwei Unterordnungen der Rodentia, der Sciuromorpha und der Myomorpha (Tomes 1850, Korvenkontio 1934, Wahlert 1968).

Ein Modell des Prismenverlaufes in den Incisiven von *Rattus*, die grundsätzlich mit denen von *Mimomys* übereinstimmen, gibt Warschawsky 1971. Die Übertragung dieser Schneidezahnstruktur in die Schneidekanten des Molargebisses ist allerdings nur den Arvicolinae gelungen.

4.5 Funktionale Interpretation

Es soll die Hypothese überprüft werden, ob die Verteilung der beschriebenen Strukturen in den Molaren im wesentlichen funktionsbedingt und so primär von der konvexen oder konkaven Krümmung des Schmelzbandes unabhängig ist.

Für diese Überprüfung muß die Funktionsweise der Gebisse der Arvicolinen und damit von *Mimomys* kurz erläutert werden. Hier interessiert allein das Backenzahngebiß und damit der Kauvorgang, der vom Nagevorgang zeitlich und funktionell zu unterscheiden ist.

Beim Kauen wird der Unterkiefer unter Druck gegen den Oberkiefer nach vorne gezogen (Hinton 1926: 31). Nach den Schleifspuren auf den Molaren, die alle parallel zur Längsachse verlaufen, ist die seitliche Komponente, die grundsätzlich bei jedem Kauvorgang zu erwarten ist (Crompton & Hiiemae 1969), äußerst gering. Entsprechend der Bewegung trifft der Kaudruck auf jedes Zahnelement der unteren Molaren von mesial, auf jedes im Oberkiefer von distal. Diesem Verhält-

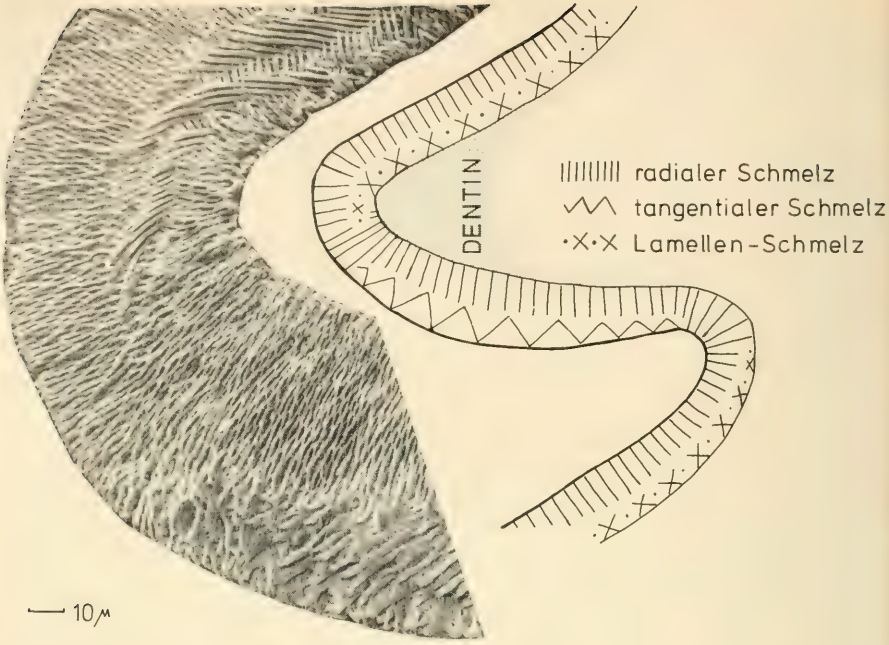


Abb. 39: *Mimomys* cf. *reidi*, Villafranchium, Schambach. Schematische Verteilung der Schmelztypen in der Ebene der Kaufläche. An der äußeren Umbiegung (Foto) keilt der Lamellen-Schmelz an der Innenseite aus, während der tangentiale Schmelz an der Außenseite des konvexen Schmelzbandes einsetzt.

nis entspricht die spiegelbildliche Anordnung der Zahnelemente in Unter- und Oberkiefer (Abb. 40). Daraus ergibt sich weiter, daß im Bereich der Dentindreiecke stets die konkave Seite dem Druck zugewandt (oder luvseitig) liegt, und die konvexe Seite entsprechend auf der vom Druck abgewandten Seite (oder leeseitig) liegt. Im folgenden wird luv- und leeseitig in diesem Sinne zur Vereinfachung der Beschreibung benutzt werden.

Betrachten wir die Verteilung der Schmelzsstrukturen unter diesem Gesichtspunkt (Abb. 40), dann liegt das Schmelzband auf der Vorderkappe des M_1 auf der Luvseite und hat entsprechend die gleiche Struktur wie die Luvseite der Dentindreiecke, nämlich Lamellenschmelz mit überlagerndem radialen Schmelz, obwohl das Schmelzband an der Vorderkappe konvex gebogen ist. Zu einem weiteren Schluß kommt man bei der Betrachtung der Schmelzstrukturen unter dem Einfluß des Kaudrucks. Dieser wird bei dem luvseitigen Schmelz an der Außenseite aufgenommen, bei dem leeseitigen aber von der Dentin-Schmelz-Grenze. Umgäbe ein einheitlicher Schmelz den ganzen Zahn, z. B. der des konkaven Schmelzbandabschnittes mit radialem Schmelz über Lamellen-Schmelz, dann träfe der Kaudruck einmal zuerst auf den radialen Schmelz, das andere Mal aber auf den Lamellen-Schmelz. Da aber eine derart gegliederte Struktur sicher anisotrop ist, wären unterschiedliche Verschleißerscheinungen an der Luv- und Leeseite zu erwarten, so daß nicht beide Schmelzbänder, wie bei *Mimomys*, in der Kauebene liegen würden. Bei

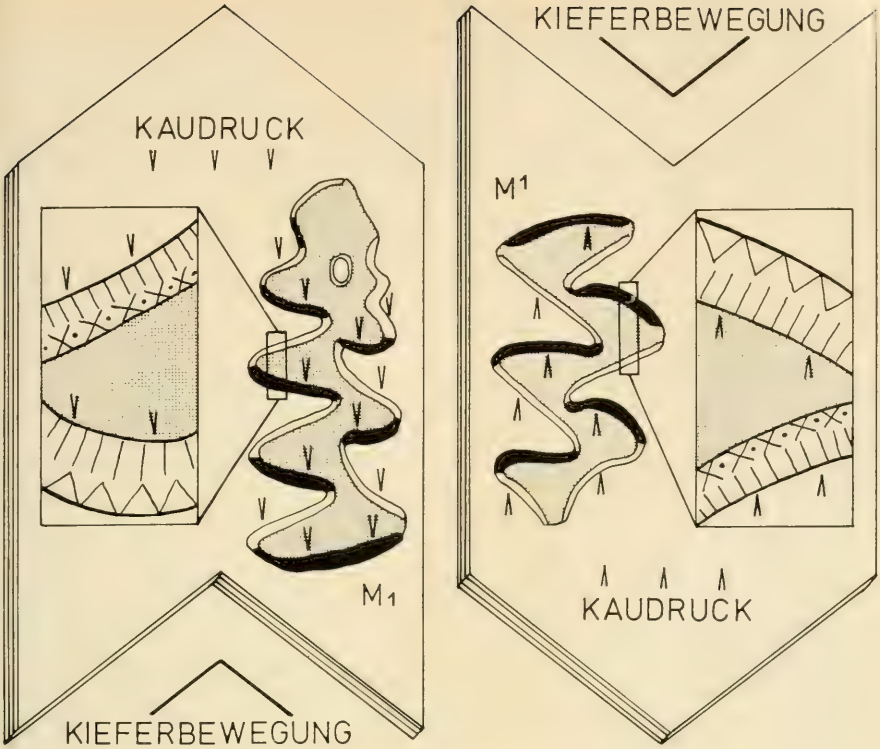


Abb. 40: Die Schmelzband-Feinstruktur in ihrer Beziehung zu Kaudruck und Kieferbewegung dargestellt an den spiegelbildlich ausgebildeten Molaren des Unter- und Oberkiefers von *Mimomys* cf. *reidi* (Signaturen siehe Abb. 39).

Mimomys haben aber die beiden unterschiedlich belasteten Schmelzbänder auch unterschiedliche Strukturen. In beiden Schmelzbändern liegt der radiale Schmelz, der vertikal durch Prismen verstrebt ist, auf der den Druck aufnehmenden Seite. Er ist hinterlegt von einem Schmelz, der in horizontaler Richtung sich überkreuzende Strukturen aufweist: einmal von Lamellen-Schmelz und einmal von tangentialem Schmelz.

Die Strukturen der Luv- und Leeseite sind aber trotz der Umkehrung der internen Lagebeziehungen nicht identisch. Dem äußeren Schmelz der Leeseite fehlt die Verflechtung in der dritten (der vertikalen) Richtung. Es ist sehr wahrscheinlich, daß dieser Strukturunterschied auch eine geringere Abriebfestigkeit bewirkt. Damit aber bei *Mimomys* beide Schmelzkanten als Schneidekanten funktionieren können, müssen sie in gleicher Höhe bleiben. Es scheint, daß die durch das Material bedingte geringere Standfestigkeit durch m e h r Material, nämlich durch ein auffallend dickeres Schmelzband kompensiert wird.

Wenn man also den Kaudruck als wichtigsten Faktor in Betracht zieht, dann fügen sich die Merkmale des Schmelzbandes logisch zusammen, damit gewinnt die funktionelle Bedingtheit der Schmelzverteilung einen hohen Grad von Wahrschein-

lichkeit, auch wenn zur Zeit die mechanische Wirkungsweise dieser Schmelzstrukturen noch nicht beschrieben werden kann.

Diese Strukturen gewinnen dadurch besondere Bedeutung, daß sie nicht auf die Gattung *Mimomys* beschränkt sind, sondern mit gewissen Modifikationen bei den meisten Arvicolinen-Gattungen wiedergefunden werden können. Die sich daraus ergebenden phylogenetischen Aspekte werden in einem anderen Rahmen bearbeitet werden.

Schriftenverzeichnis

Chaline, J. (1972): Les Rongeurs du Pleistocêne moyen et supérieur de France. — 410 S., 17 Taf.; Paris (CNRS).

Crompton, A. W. & Hiiemäe, K. (1969): How Mammalian Molar Teeth Work. — Discovery, **5**: 23—34.

Dehm, R. (1962): Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **2**: 17—61, 7 Abb., 4 Taf.; München.

Fejfar, O. (1961): Die Plio-Pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei) ČSR. II. Microtidae und Cricetidae inc. sed. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **112**: 48—82; Stuttgart.

Fejfar, O. (1972): Die Wühlmäuse (Microtidae, Mammalia) der älteren Sammlungen aus Stránská Skála bei Brno. — S. 165—174 in Musil, R. 1972: — Stránská Skála I. — Anthropos, **20**: (NS 12); Brünn.

Freudenthal, M., Meijer, T. & van der Meulen, A. J. (1976): Preliminary report on a field campaign in the continental Pleistocene of Tegelen (The Netherlands). — Scripta Geologica, **34**; Leiden.

Heller, F. (1963): Eine altquartäre Wirbeltierfauna des unteren Cromerium aus der nördlichen Frankenalb. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **118**: 1—20, 10 Abb.; Stuttgart.

Heller, F. (1967): Die Wühlmäuse (Arvicolidae Gray 1821) der altpleistozänen Säugetierfauna von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **7**: 201—203; München.

Hinton, M. A. C. (1926): Monograph of the Voles and Lemmings (Microtinae) living and extinct. Vol. I. — 488 S., 15 Taf., 110 Abb.; London (BM).

Kretzoi, M. (1956): Die altpleistozäne Wirbeltierfauna des Villányer Gebirges. — Geol. Hung. Ser., Paleont., **27**: 1—264, 4 Abb.; Budapest.

Korvenkontio, V. A. (1934): Mikroskopische Untersuchungen an Nagerincisiven. — Ann. Zool. Fennicae Vanamo, **2**; Helsinki.

Kowalski, K. (1958): An early pleistocene Fauna of small Mammals from Kadzielnia Hill in Kielce (Poland). — Acta Palaeont. Polon., **3**: 1—47, 24 Abb.; Warschau.

Kowalski, K. (1960): Pliocene Insectivores and Rodents from Rebielice Królewskie (Poland). — Acta Zool. Cracoviensia, **5**: 155—201, 8 Abb., 3 Taf.; Krakau.

Méhely, L. v. (1914): Fibrinae Hungariae. Die tertiären und quartären wurzelzähnigen Wühlmäuse Ungarns. — Ann. Mus. Nat. Hung. Budapest, **12**: 155—243; Budapest.

Michaux, J. (1971): Arvicolinae (Rodentia) du Pliocéne terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne. — Palaeovertrebrata **4**, 137—214, Montpellier.

Schmidt-Kahler, H. (1962): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — Erlanger Geol. Abh., **44**: 51 S.; Erlangen.

Tomes, J. (1850): On the Structur of the dental tissues of the order Rodentia. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, **1850**: 529—567; London.

Wahlert, J. H. (1968): Variability of Rodent Incisor Enamel as viewed in Thin Section, and the Microstructure of the Enamel in Fossil and Recent Rodent Groups. — Breviora, Mus. Comp. Zool., **309**: 1—18; Cambridge/Mass.

Warshawsky, H. (1971): A Light and Electron Microscopic Study of the nearly Mature Enamel of the Rat Incisors. — The Anatomical Record, **169**: 559—583.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 213—225 München, 6. 7. 197

Neues Material von Cryptopithecus (Mammalia, Pantolestidae) aus dem Mitteloligozän von „Möhren 13" in Mittelfranken

Von Kurt Heissig*)

Mit 24 Abbildungen

Kurzfassung

Aus der Spaltenfüllung „Möhren 13" werden 24 Gebißreste von *Cryptopithecus* beschrieben. Sie lassen sich bis auf einen M_3 zu *Cr. sideroolithicus* Schlosser 1890 stellen. Damit ist fast das ganze Backenzahngebiß dieser Art bekannt. Eine phylogenetische Betrachtung der obereozänen und oligozänen Pantolestiden zeigt, daß die Gattung *Opsiclaenodon* Butler 1946 zu *Cryptopithecus* synonym ist. Ihre Typusart O. *major* (Lydekker 1887) kann als Vorläufer von *Cr. sideroolithicus* gelten. Der Holotypus von *Androconus verlindeni* Quinet 1965 wird als M^1 von *Cryptopithecus sideroolithicus* erkannt. Dagegen sind die Gattung *Dyspterna* Hopwood 1927 und ihre beiden Arten valid und stellen eine andere Entwicklungslinie dar. Auf einen in Größe und mehreren Merkmalen stark abweichenden M_3 wird die neue Art *Cryptopithecus alcimonensis* n. sp. begründet, zu der vermutlich auch ein Zahn von Frohnstetten zu stellen ist.

Abstract

24 remains of the dentition of *Cryptopithecus* from the fissure filling „Möhren 13" are described. Except one M_3 they are placed in the species *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser 1890. So, nearly all cheek teeth of this species are known. A phylogenetical review of the european Upper Eocene and Oligocene Pantolestidae shows that the genus *Opsiclaenodon* Butler 1946 is a synonym of *Cryptopithecus*. Its type species O. *major* (Lydekker 1887) is probably an ancestor of *Cr. sideroolithicus*. The type of *Androconus verlindeni* Quinet 1965 is recognized as M^1 of *Cryptopithecus sideroolithicus*. On the other hand the genus *Dyspterna* Hopwood 1927 and its two species are valid and represent a distinct evolutionary line. The new species *Cryptopithecus alcimonensis* is based on a M_3 different from *Cr. sideroolithicus* in size and characters. In this species could be placed also a single tooth from Frohnstetten.

*) Dr. K. Heissig, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

1. Einleitung

Das Mandibelfragment mit zwei Molaren, auf das Schlosser 1890 die Art *Cryptopithecus sideroolithicus* begründete, hat mehrmals seinen Platz im System gewechselt. Schlosser (1921) selbst stellte es, als Art der jüngeren Gattung *Paroxyclaenus* Teilhard de Jardin, als erster zu den Pantolestiden. McKenna (1960) und van Valen (1966) erkannten erstmals den Umfang dieser Familie im europäischen Oligozän und Obereozän.

Wieweit die später aufgestellten Gattungen *Dyspterna* Hopwood 1927, *Opsiclaenodon* Butler 1946 und *Androconus* Quinet 1965 mit ihren Arten tatsächlich selbständig sind, konnte anhand des Typusexemplars allein nicht geklärt werden. Zu dieser Klärung kann das neue Material von *Cryptopithecus* einiges beitragen.

Die Fundstelle „Möhren 13" (Heissig 1973) ist aufgrund ihrer Fauna in das tiefe Suevium (Fahlbusch 1976) zu stellen, während der Holotypus von *Cryptopithecus sideroolithicus* aus dem höchsten Headonium (Bosma 1974) von Frohnstetten stammt. Diese beiden stratigraphischen Einheiten entsprechen etwa dem unteren und mittleren Oligozän im säugetierpaläontologischen Sinne.

2. Das Material von „Möhren 13"

Das folgende Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München unter den Inventarnummern 1972 XI 1 bis 24 aufbewahrt.

Maße (in mm) und Material:		Länge	Breite vorn	Breite hint.		andere Maße: Kieferhöhe
1972 XI 1 Unterkiefer mit re.	M_1	6,2	4,1	4,3	—	12,6
	M_2	5,4	4,2	4,1	—	13,7
	M_3	4,7	3,3	3,1	—	13,9
1972 XI 2 unt. Zahnreihe li.	P_1	3,8	2,6			
	P_2	4,5	2,5			
	P_3	5,6	2,8			Krone Wur-
	P_4	7,0	3,6			Höhe zel
	C	6,1	5,1			14,7 (20)
1972 XI 3 zusammengehörige re.	P^3	4,6		4,3		
	P^4	5,2		4,8		
	M^2	4,8	7,8			
1972 XI 4 P^2 Keim re.		4,7		3,5		
1972 XI 5 P^2 li.		4,7		3,4		
1972 XI 6 P^2 li.		5,1		3,7		
1972 XI 7 P^2 re.		4,9		3,8		
1972 XI 8 P^4 li. Bruchstück		5,5		—		
1972 XI 9 P^4 li.		5,9		5,4		
1972 XI 10 M^1 li.		5,3	7,5			
1972 XI 11 M^1 li.		5,9	9,0			

Maße (in mm) und Material:	Länge	Breite vorn	Breite hint.	andere Maße:
1972 XI 12 M^2 re. Bruchstück	—	—		
1972 XI 13 M^2 re. Bruchstück	—	—		
1972 XI 14 M^2 re. beschädigt	4,2	8,2		
1972 XI 15 M^3 re. beschädigt	(3)	(6)		
1972 XI 16 C inf. re. Bruchstück	—	—		
1972 XI 17 P_2 li.	4,5	2,5		
1972 XI 18 P_3 re.	6,0	3,4		
1972 XI 19 P_3 re.	5,8	3,5		
1972 XI 70 P_4 li.	6,2	3,8		
1972 XI 21 P_4 li.	6,5	4,0		
1972 XI 22 P_4 li. Bruchstück	—	—		
1972 XI 23 M_{1-2} li. Bruchstück	—	4,0	—	
1972 XI 24 M_3 li. Holotypus zu *Cryptopithecus alcimonensis* n. sp.	6,2	4,5	4,2	

Beschreibung

Es liegen fast nur Einzelzähne vor. Außer einem erhaltenen Unterkieferfragment mit drei Molaren liegt eine untere Zahnreihe von C bis P_4 vor, deren Kieferknochen zerfallen ist. Darüber hinaus konnte an drei oberen Zähnen aus derselben Probe anhand der Abkauung ihre Zusammengehörigkeit bestätigt werden.

Die oberen Prämolaren sind kurz und hoch. Sie tragen im wesentlichen eine Hauptspitze mit vorderem und hinterem Längsgrat. Dazu kommt eine weitere Kante, die von der Spitze zum Innencingulum zieht. Ihre Ausbildung ist variabel. Alle Flanken der Hauptspitze sind konvex außer dem Abschnitt zwischen Innen- und Hinterkante, wo sich ein schwaches Talonid andeutet.

Das Cingulum begleitet die Kronenbasis meist über die ganze Innenseite und greift über Vorder- und Hinterkante etwas auf die Außenseite über. Bei den P^2 kann es auch innen im vorderen Bereich unterbrochen sein. Vorder-, Innen- und Hinterknospe des Cingulums nehmen von P^2 zu P^4 erheblich an Stärke zu, doch wird nie ein unabhängiges Höckerchen vom Cingulum abgegliedert. Die Knospen liegen etwa am Schnittpunkt der Kanten mit dem Cingulum. Wo eine Innenkante fehlt, ist trotzdem eine innere Cingulumknospe entwickelt. Vorder- und Hinterknospe wölben sich etwas labial von den leicht nach lingual eingeschwungenen Längskanten vor. Die stärkste Vergrößerung gegenüber den P^2 erfährt bei P^4 die Innenknospe, die durch einen kräftigen horizontal verlaufenden Grat mit der Innenkante des Haupthöckers verbunden werden kann, doch nur wenn eine solche vorhanden ist. Die fließenden Übergänge in der Morphologie machen eine genaue Bestimmung der Prämolaren schwierig. Es ist nicht auszuschließen, daß unter den beschriebenen P^2 auch ein P^1 vertreten ist.

Die Bewurzelung ist variabel. Die P^2 und P^4 sind zweiwurzelig. Bei den P^2 schwankt der Verwachsungsgrad der Wurzeln. Der einzige P^3 ist dreiwurzelig, obgleich der P^4 desselben Individuums nur zweiwurzelig ist und auch nur zwei Wurzelkanäle besitzt.

Die oberen Molaren sind sehr stark quer gedehnt. Sie nehmen auf Kosten des Metaconus von M^1 zu M^3 an Größe ab. Gleichzeitig wird die Außenwand immer mehr schräggestellt. Allen gemeinsam ist der Aufbau aus zwei Außenhöckern, Paraconus und Metaconus, die durch einen tief eingekerbten Längsgrat verbunden, ansonsten konisch gerundet sind. Dazu kommt als linguales Element ein spitz v-förmiger Kamm, der lingual im Protoconus gipfelt und nach labial abfällt. Beide Schenkel verbinden sich nicht mit den Außenhöckern, sondern mit dem vorderen und hinteren Cingulum. Auf dem vorderen Schenkel ist nur weit lingual ein schwacher Protoconulus angedeutet. Wo der Grat zum Cingulum abbiegt ist er nicht verstärkt, doch tritt ihm vom Paraconus her eine Kante gegenüber. Auf dem hinteren Schenkel sind zwei oder drei Höckerchen entwickelt. Seine Trennung vom Metaconus kann beim M^2 undeutlich sein.

Auf der Vorder- und Hinterseite zieht das Cingulum weit nach lingual. Nur das hintere verstärkt sich und bildet einen hohen Hypoconus, der meist etwas lingual vom Protoconus liegt und oft eine Kante in Richtung auf dessen Basis entsen-

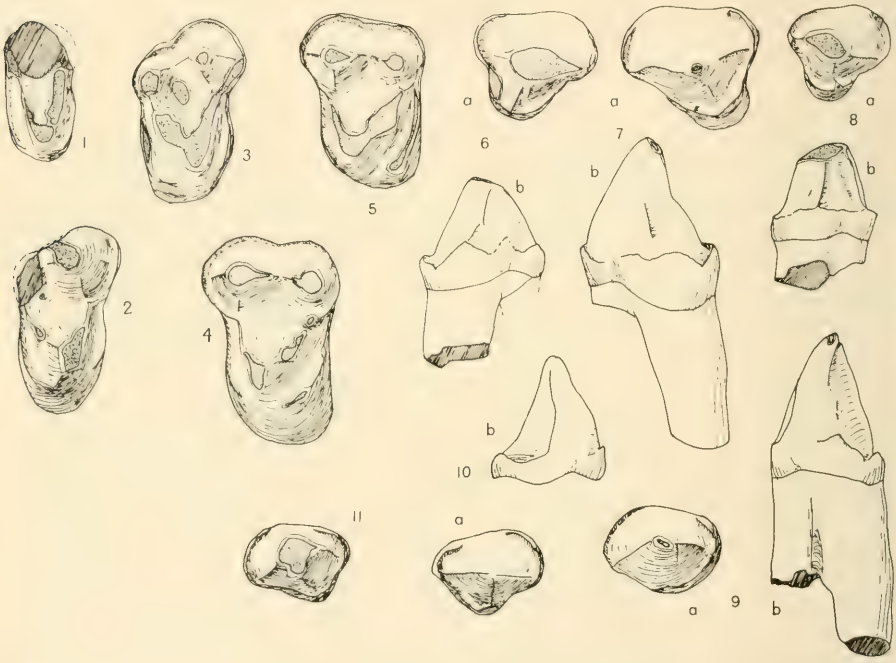


Abb. 1—11: Obere Backenzähne von *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser 1890, Unteres Suevium von „Möhren 13", dreifach vergrößert. — 1: M^3 re., 1972 XI 15, okklusal. — 2: M^2 re., 1972 XI 14, okklusal. — 3: M^2 re., 1972 XI 3, okklusal. — 4: M^1 li., 1972 XI 11, okklusal. — 5: M^1 li., 1972 XI 10, okklusal. — 6: P^4 re., 1972 XI 3, (zum M^2, Abb. 3 gehörig), a. okklusal, b. lingual. — 7: P^4 li., 1972 XI 9, a. okklusal, b. lingual. — 8: P^3 re., 1972 XI 3 (zu M^2, Abb. 3 und P^4, Abb. 6 gehörig), a. okklusal, b. lingual. — 9: P^2 li., 1972 XI 6, a. okklusal, b. lingual. — 10: P^2 re., Keim, 1972 XI 4, a. okklusal, b. lingual. — 11: P^2 li., 1972 XI 5, okklusal.

det. Das Cingulum umgibt die Außenwand kontinuierlich und ist in der Mitte e verstärkt. Ein Mesostyl fehlt jedoch völlig. Vor dem Paraconus ist es kaum merklich verstärkt, hinter dem Metaconus nicht. Auf der Vorderseite des Paraconus ist noch eine schwache Kante entwickelt, nicht jedoch auf der Rückseite des Metaconus. Para- und Metastyl sind also nicht entwickelt.

Die Reduktion des Kronenmusters von M^1 bis M^3 ist stark. Schon bei den M^1 ist der Metaconus etwas niedriger als der Paraconus. Bei den M^2 ist er noch schwächer und weit nach lingual gerückt. Bei dem einzigen, stark beschädigten M^3 scheint er fast ganz zu fehlen. Dementsprechend wird bei M^3 auch der Hypoconus stark reduziert und erhebt sich kaum mehr über das Cingulum. Vermutlich war der M^3 auch nur noch zweiwurzelig, während der M^2 noch eine schwache hintere Außenwurzel hat.

Der Unterkiefer ist höher und massiver als der des Holotypus. Dagegen ist die Rinne des M. hyomandibularis flacher. Das Foramen mentale posterius liegt unter der Vorderwurzel des M_1, dagegen beim Holotypus unter der des P_4. Der Kieferunterrand ist wie beim Holotypus unter M_3 etwas ausgebaucht, jedoch stärker, so daß sich nicht nur dahinter, sondern auch davor eine Einbuchtung ergibt.

Der untere Canin ist sehr kräftig entwickelt. Charakteristisch ist der dreieckige Querschnitt der Krone und die tiefe, von starken Kanten begleitete linguale Rinne, die auch von *Dyspterna* und „*Opsiclaenodon*" beschrieben ist (Cray 1973, S. 53, 58). Abnutzungsspuren liegen dagegen distolateral, wo der Schmelz nur sehr zart ist, so daß sich die distolaterale Kante zwischen dem schwachen distalen und dem starken mesiolateralen Schmelz immer wieder zuschärft. Die Längsrinne setzt sich weniger deutlich auch auf die Wurzel fort.

Die unteren Prämolaren sind schmaler und länger als die oberen. Sie tragen einen etwas nach vorn verschobenen spitzigen Haupthöcker und je eine vordere und eine hintere Cingulumknospe. Eine innere Cingulumknospe fehlt jedoch im Gegensatz zu den oberen Prämolaren. Außer der vorderen und hinteren Längskante, die weniger nach lingual gebogen sind als bei den oberen Prämolaren, ist eine linguale Kante mehr oder weniger deutlich entwickelt, die gemeinsam mit der Hinterkante eine konkave Fläche eingrenzt. Außerdem kann auch labial eine weitere Kante auftreten, die in ihrer Lage und Länge zwischen Höckerspitze und dem labialen Vorderende des Hintercingulums sehr variabel ist.

Vordere und hintere Cingulumknospe verstärken sich von P_1 zu P_4. Nur bei P_1 ist die Vorderknospe noch nicht von der Vorderkante abgegliedert und entwikkelt noch keinen äußeren Cingulum-Ast. Bei den übrigen Prämolaren ist sie durch eine tiefe Kerbe abgesetzt und kann schon bei P_2 ein zusätzliches Höckerchen unabhängig vom Cingulum entwickeln. Der äußere Cingulum-Ast ist länger als der innere, fällt aber steiler ab.

Die hintere Cingulumknospe ist schon am P_1 durch eine Kerbe abgegliedert, von der aus ein horizontaler Grat zum Cingulum zieht. Ein unabhängiges Talonidhöckerchen entwickeln P_3 und P_4. Bei P_3 ist es niedrig, bei P_4 höher und länger und bildet mit seiner Vorderkante eine kräftige Schneide. Der Außenschenkel des Hintercingulums ist bei P_1 und P_2 ein kurzer kräftiger Bogen. Bei P_3 fällt er steiler ab, um bei P_4 nur mehr eine steile Kante auf der Außenseite des Talonidhöckers zu bilden. Der Innenschenkel schließt basal die mehr oder weniger deutlich ausgeformte Talonidgrube ab, indem er sich mit der Innenkante verbindet. Vor dieser ist das Innencingulum unterbrochen.

Die Außenkante ist variabel. Bei P_3 tritt sie am stärksten auf, fehlt dagegen P_1 und P_4. P_3 und P_4 sind zweiwurzelig, P_1 einwurzelig. Bei P_2 schwankt der Verwachsungsgrad der beiden Wurzeln.

Untere Molaren sind im vorliegenden Material selten. Außer den drei Molaren des Mandibelfragments ist nur ein Bruchstück noch sicher zur Art *Cr. sideroolithicus* zu stellen. Der abweichende untere M_3 wird gesondert beschrieben.

M_1 und M_2 liefern gegenüber denen des Holotypus wegen ihrer stärkeren Abnutzung kaum zusätzliche Informationen. Wie beim Holotypus nimmt die Größe der Zähne von M_1 zu M_3 ab. Das Trigonid ist, trotz stärkerer Abkauung, höher als beim Holotypus. Beide Zähne sind größer als die des Holotypus. Im Talonid stimmt die enge Verschmelzung von Endoconid und Hypoconulid mit dem Holotypus überein. Eine tiefere Kerbe verläuft zwischen Hypoconid und Hypoconulid. Einen Unterschied bildet die geringere Höhe der Lingualwand des Talonidbeckens. Das Fehlen der Zentralhöckerchen in diesem ist dagegen bedeutungslos.

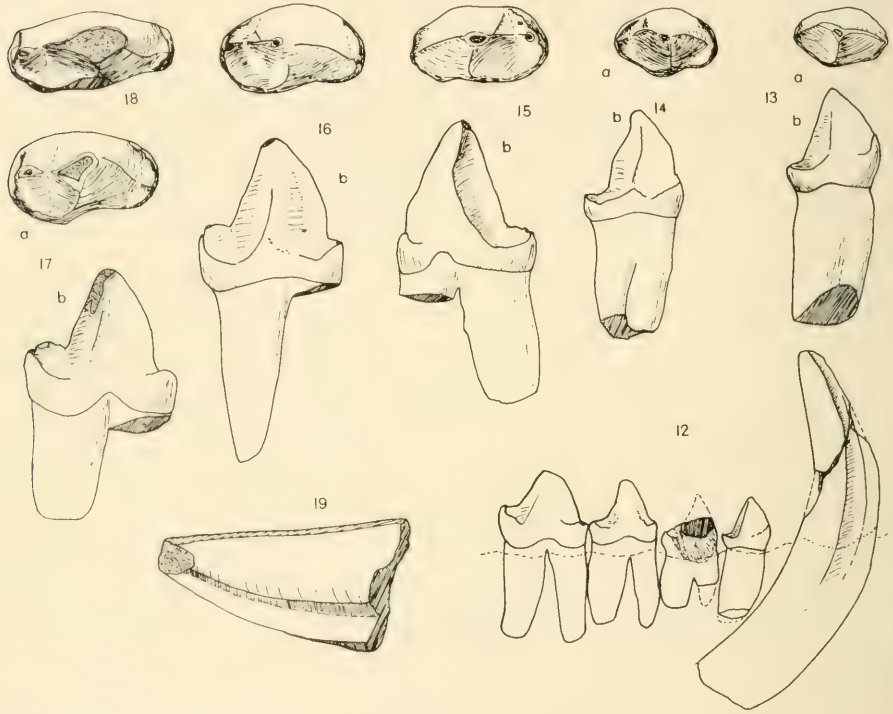


Abb. 12—19: Canin und untere Prämolaren von *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser, Unteres Suevium von „Möhren 13". Alle außer Abb. 12 dreifach vergrößert. — 12: linke untere Zahnreihe C—P_4, 1972 XI 2, lingual, 1,5fach vergrößert. — 13: P_1 derselben Zahnreihe, a. okklusal, b. lingual. — 14: P_2 li., 1972 XI 17, a. okklusal, b. lingual. — 15: P_3 re., 1972 XI 18, a. okklusal, b. lingual. — 16: P_4 li., 1972 XI 20, a. okklusal, b. lingual. — 17: P_4 re., 1972 XI 21, a. okklusal, b. lingual. — 18: P_4 li., 1972 XI 2 (zur Zahnreihe Abb. 12 gehörig), okklusal. — 19: C re. Bruchstück, 1972 XI 16, distal.

Das isolierte Molarenfragment zeigt ein etwas weiter labial liegendes Paraconid.

Der untere M_3 ist wie der des Holotypus klar zweiwurzelig. Im Trigonid weicht er von den übrigen Molaren durch eine zusätzliche hohe Kante zwischen Metaconid und Paraconid ab, die eine Trigonidgrube abschließt. Noch stärker weicht das Talonid ab. Das Hypoconid ist nach lingual verschoben und liegt zentral. Seine Vorderkante biegt noch weiter nach lingual und läuft nicht zum Protoconid, sondern zum Metaconid. Dem entsprechend sind die Höcker des Talonids eng zusammengedrückt. Wie tief sie noch getrennt waren, läßt sich wegen der starken Abnutzung nicht mehr feststellen. Das Talonidbecken ist stark eingeengt, aber noch als Becken entwickelt.

Zusätzlich tritt im Bereich des Talonids ein Außencingulum auf, das mit einem verstärkten Pfeiler labial am Hypoconid beginnt und die Außenfurche des Zahnes undeutlich verschließt.

Der isolierte M_3 (1972 XI 24) hat vollkommen verschmolzene Wurzeln, wenn auch die Kanäle noch getrennt sind. Das entspricht dem isolierten M_3 von Frohnstetten, den Schlosser 1902 (Taf. 1, Fig. 13) als P_4 abbildet. Er ist grö-

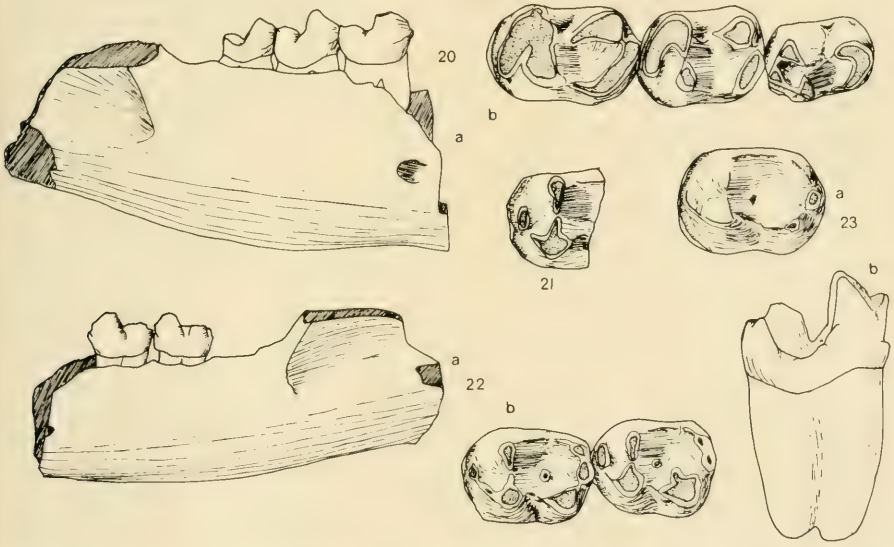


Abb. 20—21: Untere Gebißreste von *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser, Unteres Suevium von „Möhren 13". — 20: Unterkieferfragment mit re. M_1—M_3, 1972 XI 1, a. labial, 1,5fach vergrößert, b. die Molaren desselben okklusal, 3fach vergrößert. — 21: $M_{1/2}$ li. Bruchstück, 1972 XI 23, okklusal, 3fach vergrößert.

Abb. 22: Holotypus von *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser, Unterkieferfragment mit li. M_1—M_2, Oberes Headonium von Frohnstetten, Nr. A. S. XI 1, a. labial, 1,5fach vergrößert, b. die Molaren desselben okklusal, 3fach vergrößert.

Abb. 23: Holotypus von *Cryptopithecus alcimonensis* n. sp., M_3 li., Unteres Suevium von „Möhren 13", 1972 XI 24, a. okklusal, b. lingual, 3fach vergrößert.

ßer als alle bekannten Molaren von *Cryptopithecus sideroolithicus*. Trotzdem muß er aufgrund seiner Bewurzelung als M_3 angesprochen werden.

Im Trigonid entspricht er weitgehend den vorderen Molaren von *Cr. sideroolithicus*. Sein Paraconid ist eher noch stärker. Im Talonid sind alle drei Höcker eng zusammengedrängt, was der Stellung als M_3 entspricht. Sie sind auffallend spitz und hoch und bilden gemeinsam eine hohe Hinterwand. Die Kerben dazwischen sind schwächer als bei den oben beschriebenen Molaren. Das Talonidbecken ist weiter als bei den übrigen Molaren. Sein Innenrand ist fast ganz reduziert, aber auch seine labiale Begrenzung, die Vorderkante des Hypoconids, ist sehr tief abgesenkt. Sie verläuft, wie bei dem isolierten Zahn von Frohnstetten zum Protoconid, nicht zum Metaconid wie bei *Cr. sideroolithicus*. Vom Hypoconulid geht ein schwacher Wulst nach labial, der als Andeutung eines Hintercingulums betrachtet wird.

3. Phylogenie

Zwischen der älteren Pantolestiden-Art, *Buxolestes hammeli* Jaeger 1970 aus dem Mitteleozän von Buchsweiler und den obereozänen und oligozänen Formen Europas bestehen aus folgenden Gründen keine engeren Zusammenhänge: Meta- und Parastyl der oberen Molaren sind stärker, der Metaconulus hat noch einen zum Zentrum des Zahnes gerichteten Vorderflügel. Der obere P^4 ist molarisiert, verbreitert und verkürzt und erinnert damit an die Pentacodontinae. Auch der untere P_4 ist gegenüber den übrigen Prämolaren stark verbreitert. Mer M_3 ist verlängert, wenn auch nicht so stark wie bei *Pantolestes*. Der Canin zeigt keine Spur der lingualen Rinne und ihrer begleitenden Kanten, die für alle bisher bekannten oligozänen Formen typisch sind. Er hat einen indifferenten, ovalen Querschnitt.

Nur im Bau der oberen Molaren kommt die Gattung *Pantolestes* aus Nordamerika den Formen des europäischen Oligozäns nahe. Im Unterkiefer ist dagegen der M_3 noch stärker verlängert.

Als Vorfahre der oligozänen Formen käme nun noch der kleinere Unterkiefer von Buchsweiler in Frage, den Jaeger (1970, Abb. 7) als Pantolestidae indet. abbildet. Der schwach verlängerte M_3 — er ist kürzer als der P_4 — und der schmale P_4 zeigen eine geringere Spezialisierung an als bei *Buxolestes* oder *Pantolestes*. Die Tatsache, daß das Hypoconulid näher mit dem Endoconid als mit dem Hypoconid verbunden ist und der dreieckige Querschnitt des Canins können als schwache positive Hinweise auf eine nähere Verwandtschaft gewertet werden. Es sind keine Merkmale vorhanden, die dieses Stück aus der Vorfahrenschaft von *Cryptopithecus* und *Dyspterna* ausschließen.

Vom Obereozän bis zum mittleren Oligozän — jüngere Pantolestiden sind in Europa nicht bekannt — lassen sich zwei generelle Entwicklungstendenzen beobachten: Eine Größenzunahme und eine Verkleinerung von M2 und M3 relativ zu M1 in Ober- und Unterkiefer, wobei der Unterkiefer etwas nachhinkt. Im Bau des Talonids der unteren Molaren lassen sich zwei divergente Trends erkennen. Für Vergleiche der oberen Molaren ist nicht genügend Material vorhanden. Die eine Entwicklungsrichtung tendiert zu einem Talonid in Form eines langgestreckten Grates, wobei das Talonidbecken zur Innenwand wird. Das Endoconid, das den Innengrat bildete, wird reduziert. Diese Entwicklung erfolgt bei *Dyspterna hopwoodi* und *woodi*. Die andere Richtung behält ein flaches Talonidbecken bei. Das Endo-

conid rückt eng an das Hypoconulid. Alle drei Talonidhöcker bilden eine Querreihe hinter dem Talonidbecken. Diese Tendenz schreitet von „*Opsiclaenodon*“ *major* zu *Cryptopithecus* fort. Bei der Art *major* liegt das Endoconid noch weiter vorn, doch ist die Trennung zwischen Hypoconid und Hypoconulid schon tiefer als die zwischen Endoconid und Hypoconulid. Bei *Cryptopithecus sideroolithicus* bilden beide Höckerchen eine funktionelle Einheit.

4. Taxonomie und Nomenklatur

Trotz der verhältnismäßig geringfügigen morphologischen Unterschiede der Arten des Obereozäns und Unteroligozäns rechtfertigt die Divergenz der Entwicklungsreihen und die zeitlich verschobene Größenentwicklung die Trennung in zwei Gattungen, die den zwei Entwicklungslinien entsprechen. Die eine entspricht der Gattung *Dyspterna* Hopwood 1927 in der Konzeption von Cray 1973. Für die andere ist der älteste verfügbare Name *Cryptopithecus* Schlosser 1890. *Opsiclaenodon* Butler 1946 ist als dessen subjektives Synonym zu behandeln. Schwieriger ist es mit *Androconus* Quinet 1965, da ein oberer Molar nicht ohne weiteres einer der Entwicklungslinien zuzuordnen ist. Geht man von der absoluten Größe aus, so

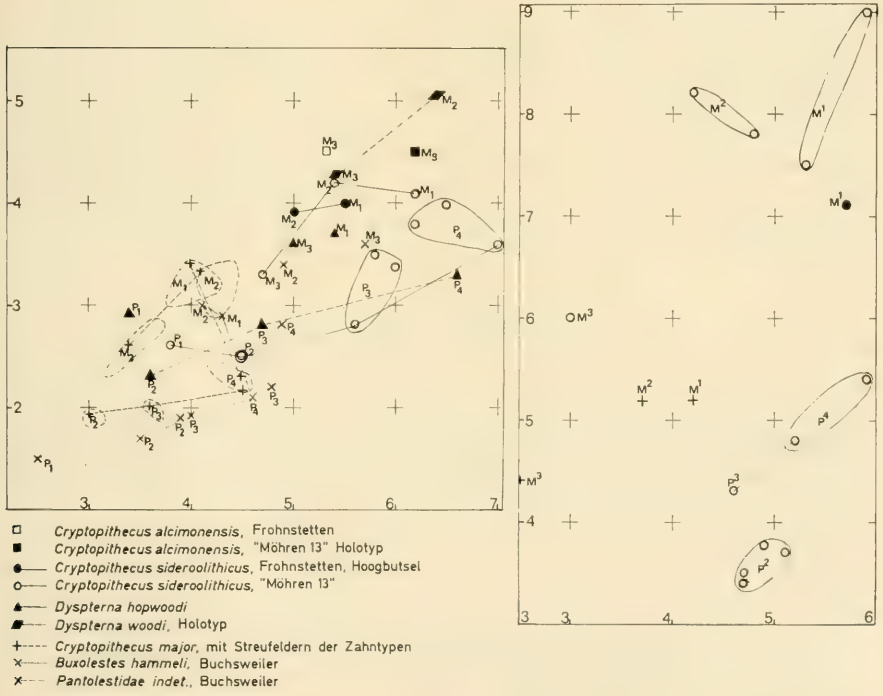


Abb. 24: Längen-Breiten-Diagramme für europäische Pantolestiden. A. Untere Backenzähne, B. Obere Backenzähne, in mm.

entspricht der Holotypus von *Androconus verlindeni* Quinet dem morphologisch entsprechenden M^1 des gleichzeitigen *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser. *Dyspterna woodi* Hopwood die gleichzeitige Art der anderen Entwicklungslinie, ist etwa um 20 % größer, doch sind nur untere Zähne bekannt.

Die Selbständigkeit der Arten ist nur da problematisch, wo es sich um gleichzeitige Formen derselben Entwicklungslinie handelt. Weder zwischen *Dyspterna woodi* Hopwood und *D. hopwoodi* Cray noch zwischen *Cryptopithecus sideroolithicus* und *Cr. major* (Lydekker) sind Zwischenformen bekannt.

Androconus verlindeni Quinet 1965 beruht auf einem einzelnen oberen Molaren von Hoogbutsel. Morphologisch läßt er sich nur als M^1 betrachten. Da seine Ausmaße denen eines kleineren M^1 von *Cryptopithecus sideroolithicus* entsprechen, bleibt nur zu klären, ob es morphologische Gründe gibt, diese Art nicht als jüngeres Synonym zu *sideroolithicus* zu betrachten. Der einzige stärkere Unterschied ist die Auflösung der Grate in einzelne Höckerchen. Eine solche Tendenz, wenn auch in geringerem Maße, zeigt auch der größere M^1 von „Möhren 13". Es besteht also nur ein gradueller Unterschied, der auf keinen Fall ausreicht Gattungen zu trennen, meiner Ansicht nach aber auch nicht ausreicht, die Selbständigkeit der Art *verlindeni* zu begründen.

Der isolierte M_3 von „Möhren 13" und sein Pendant von Frohnstetten, das leider stark abgenutzt ist, belegen entweder eine Form, die wesentlich größer (ca. 30 %) ist als *Cryptopithecus sideroolithicus*, oder bei der die Molaren nach hinten nicht an Größe abnehmen, und die damit möglicherweise eine weitere Entwicklungslinie repräsentiert. Wegen der strukturellen Übereinstimmung dieses Zahnes mit vorderen Molaren von *Cryptopithecus sideroolithicus* wird diese Form vorerst als größere Art von *Cryptocithecus* aufgefaßt und *Cr. alcimonensis* n. sp. benannt.

Damit lassen sich die obereozän-oligozänen Pantolestidae in fünf Arten gliedern, die zwei Gattungen zuzuordnen sind. Die Diagnosen für *Dyspterna* und ihre beiden Arten wurden von Cray (1973: 57 ff.) gegeben. Diagnosen für *Cryptopithecus* und seine Arten müssen im Licht der neuen Funde neu formuliert werden.

Gattung *Cryptopithecus* Schlosser 1890
syn. *Opsiclaenodon* Butler 1947
syn. *Androconus* Quinet 1965

Diagnose: Pantolestinae mit gegenüber M2 verkleinertem M3 in Ober- und Unterkiefer. Obere Molaren ohne Para- und Metastyl; Protoconulus sehr schwach, weit lingual. Untere Molaren mit Tendenz zur Verschiebung des Endoconids nach hinten. Unterer Canin mit mesiolingualer Rinne.

Typusart: *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser 1890.

Art *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser 1890

v 1887 *Microchoerus, Heterohyus*? — Schlosser, S. 33, Taf. 4, Fig. 55, 60, 62
1890 *Cryptopithecus sideroolithicus* — Schlosser, S. 65
1902 *Cryptopithecus sideroolithicus* — Schlosser, S. 130, Taf. 6, Fig. 9, 12
non 1902 *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser — Schlosser, Taf. 6, Fig. 13
1902 *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser — Wittich, S. 293

1923 *Paroxyclaenus* — Schlosser in Zittel, S. 449
1932 *Cryptopithecus sideroolithicus* Schl. — Weitzel, S. 617
1965 *Androconus verlindeni* n. sp. — Quinet, S. 2 ff., Taf. 1
1966 *Cryptopithecus sideroolithicus* — Van Valen, S. 87
1973 *Cryptopithecus sideroolithicus* — Cray, S. 49 ff.

Diagnose: Typusart der Gattung *Cryptopithecus* Schlosser 1890. M2 in Ober- und Unterkiefer kleiner als M1. Endoconid der unteren M nach hinten gerückt; M_3 mit schmalem Talonid, zweiwurzelig. Paraconid der unteren Molaren abgeschwächt, Trigonid kurz.

Holotypus: Mandibelfragment mit li. M_1, M_2 von Frohnstetten, Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. Nr. A. S. XI 1.

Locus typicus: Frohnstetten.

Stratum typicum: Oberes Headonium (Unteroligozän).

Art *Cryptopithecus major* (Lydekker 1887)

1887 *Neurogymnurus major* — Lydekker, S. 302
1946 *Opsiclaenodon major* (Lydekker) — Butler, S. 691 ff., Abb. 1, 2
1967 *Cryptopithecus major* — Van Valen, S. 227
1973 *Opsiclaenodon major* (Lydekker) — Cray, S. 50 ff., Abb. 16—19

Diagnose: Kleinere Art der Gattung *Cryptopithecus* Schlosser 1890. M1 im Oberkiefer größer, im Unterkiefer gleichgroß oder kleiner als M2. Obere Molaren mit unterbrochenem Außencingulum. Untere Molaren mit starkem Paraconid und langem Trigonid. Endoconid relativ stark, weiter innen und vorn als bei der Typusart gelegen.

Lectotypus (Cray 1973): Mandibelfragment mit re. P_4—M_3, British Museum Nr. 29718a.

Locus typicus: Hordle Cliff (Hampshire).

Stratum typicum: Lower Headon beds (= unteres Headonium, Obereozän).

Art *Cryptopithecus alcimonensis* n. sp.

1902 *Cryptopithecus sideroolithicus* Schlosser — Schlosser, Taf. 6, Fig. 13

Diagnose: Größere Art der Gattung *Cryptopithecus* Schlosser 1890. Unterer M_3 mit schwach verkürztem Trigonid und starkem Paraconid; Talonid relativ lang, gegenüber dem Trigonid nicht verschmälert. Morphologie des Talonids den vorderen Molaren ähnlicher als bei *Cr. sideroolithicus*. Wurzeln des M_3 mehr oder weniger verschmolzen.

Holotypus: M_3 li., Bayer. Staatsslg. Paläont. hist Geol., München, Nr. 1972 XI 24.

Locus typicus: „Möhren 13".

Stratum typicum: Unteres Suevium („Zone" von Ronzon).

Derivatio nominis: Nach lat. alcimona = Altmühl.

5. Ökologie

Alle Fundstellen von *Cryptopithecus* und *Dyspterna* zeigen starke aquatile Einflüsse. Diese sind in Südengland und in Hoogbutsel teilweise marin, was durch marine Einschaltungen belegt wird. Die süddeutschen Fundstellen sind dagegen limnisch bis kontinental, doch belegt die große Zahl von Krokodilresten die Existenz größerer Wasserflächen. Zudem finden sich im Hangenden von „Möhren 13" Süßwasserkalke mit Schnecken, unter denen nach D. Müller (1972: 211) an einer anderen Lokalität brackische Formen auftreten, die belegen, daß auch dieser limnische Ablagerungsraum nicht allzuweit vom Meer entfernt war. Von Frohnstetten fehlen dagegen Hinweise auf marine Nachbarschaft ganz.

Damit wird die aquatile Lebensweise, die Matthew (1909: 531) aus der Anatomie von *Pantolestes* folgerte, aufgrund der Biostratinomie europäischer Fundstellen auch für andere Gattungen dieser Familie bestätigt.

Schriftenverzeichnis

Bosma, A. A. (1974): Rodent biostratigraphy of the Eocene-Oligocene transitional strata of the Isle of Wight. — Utrecht Micropaleont. Bull., **1**: 128 S., 7 Taf., 38 Abb.; Utrecht.

Butler, P. M. (1946): An Arctocyonid from the English Ludian. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 11, **13**: 691—701, 2 Abb.; London.

Cray, P. E. (1973): Marsupialia, Insectivora, Primates, Creodonta and Carnivora from the Headon Beds (Upper Eocene) of Southern England. — Bull. Brit. Mus. (Nat. hist.), **23** (1): 102 S., 6 Taf., 23 Abb., 18 Tab.; London.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11—14, 1975). — Newsl. Stratigr., **5** (2): 160—167, 1 Tab.; Stuttgart.

Heissig, K. (1973): Oligozäne Vertebraten aus der Spaltenfüllung „Möhren 13" bei Treuchtlingen, Fränkischer Jura. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 177—182; München.

Hopwood, A. T. (1927): *Dyspterna woodi* gen. et sp. n. a Carnivore from the Oligocene, Isle of Wight. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 9, **20**: 174—176, 1 Abb.; London.

Jaeger, J.-J. (1970): Pantolestidae nouveaux (Mammalia, Insectivora) de l'Eocène moyen de Bouxwiller (Alsace). — Palaeovertebrata, **3** (2): 63—82, 3 Taf., 7 Abb., 5 Tab.; Montpellier.

Lydekker, R. (1887): Catalogue of the fossil Mammalia in the British Museum (Natural History) V. The group Tillodonta, the orders Sirenia, Cetacea, Edentata, Marsupialia, Monotremata, and supplement. — 345 S., London.

Matthew, W. D. (1909): The Carnivora and Insectivora of the Bridger Basin, Middle Eocene. — Mem. Am. Mus. Nat. Hist., **9** (6): 291—567, Taf. 43—52, 118 Abb.; New York.

Müller, E. D. (1972): Die Oligozän-Ablagerungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Diss., 249 S., 4 Taf., 13 Abb., 8 Tab., 4 Beil.; München.

Quinet, G. E. (1965): Un Condylarthre de Hoogbutsel. — Bull. Inst. roy. Sci. Nat. Belg., **41** (15): 5 S., 1 Taf.; Brüssel.

Schlosser, M. (1887): Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insectivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs. I. Teil. — Beitr. Paläont. Österr.-Ung., **6**, (1, 2): 1—224, 9 Taf.; Wien.

Schlosser, M. (1890): Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insectivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs. III. Teil. — Beitr. Paläont. Österr.-Ung., **8** (1, 2): 1—106, 2 Tab.; Wien.

Schlosser, M. (1902): Beiträge zur Kenntnis der Säugethierreste aus den Süddeutschen Bohnerzen. — Geol. Pal. Abh. N. F., **5** (3): 117—258, 5 Taf., 3 Abb.; Jena.

Van Valen, L. (1966): Deltatheridia, a new order of Mammals. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **132** (1): 1—126, 8 Taf., 17 Abb., 26 Tab.; New York.

Van Valen, L. (1967): New Paleocene Insectivores and Insectivore Classification. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **135** (5): 217—284, Taf. 6, 7, 7 Abb., 7 Tab.; New York.

Weitzel, K. (1932): *Cryptopithecus macrognathus* Wittich von Messel ist kein Primate, sondern ein Creodontier. — Cbl. Mineral. Geol. Pal., **1932** (B), 12: 617—618; Stuttgart.

Wittich, E. (1902): *Cryptopithecus macrognathus* n. spec., ein neuer Primate aus den Braunkohlen von Messel. — Cbl. Mineral. Geol. Pal., **1902**: 289—294, 3 Abb.; Stuttgart.

Zittel, K. A. v. (1923): Grundzüge der Paläontologie II. Abteilung: Vertebrata, 4. Aufl. — 706 S., 800 Abb.; München, Berlin.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 17 | 227—233 | München, 6. 7. 1977

Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen 11.[1]) Ein neues Zwerghirsch-Geweih: Lagomeryx pumilio?

Von Volker Fahlbusch*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 16

Kurzfassung

Aus dem Astaracium („mammal unit" MN 6, Mittel- bzw. Ober-Miozän) von Sandelzhausen, Obere Süßwasser-Molasse Bayerns, wird der obere Teil eines sehr kleinen Krönchengeweihs von *Lagomeryx* beschrieben. Nach Vergleichen mit Geweihresten anderer *Lagomeryx*-Arten handelt es sich wahrscheinlich um das bisher unbekannte Geweih von *Lagomeryx pumilio* (Roger 1898).

Abstract

A very small *Lagomeryx* antler is described, found in the Astaracian (mammal unit MN 6, Middle resp. Upper Miocene) at Sandelzhausen, Upper Freshwater Molasse of Bavaria. It resembles the antlers of *Lagomeryx meyeri* and *L. parvulus*, but differing in size and details of the crown shape. It is referred to the smallest species of the genus, *Lagomeryx pumilio* (Roger 1898), so far only known by its dentition and a questionable lower part of an antler.

1. Einleitung

Die Fossillagerstätte Sandelzhausen (Fahlbusch, Gall & Schmidt-Kittler 1974) hat während der Grabungen 1969—75 neben einer großen Zahl von Gebißresten und Knochen fossiler Ruminantia eine Reihe teilweise gut erhaltener Geweihreste geliefert. Die Zuordnung der Geweihe zu den überwiegend auf Gebißreste begründeten Zwerghirscharten des Miozäns bereitet wegen der meist fragmentären Erhaltung der Objekte noch immer große Schwierigkeiten, was insbesondere für die *Euprox-Heteroprox*-Gruppe (Fam. Cervidae) gilt. Neben dieser Gruppe, in der die Geweihe bereits abwerfbar waren, lebte im Miozän die Gattung *Lagomeryx*, welche teils in der Familie Cervidae untergebracht wird, teils in der selbständigen Familie

[1]) Nr. 10: Die Grabungen 1970—73. Beiträge zur Sedimentologie und Genese. — Diese Zeitschrift, 14: 103—128, 4 Abb.; München 1974.

*) Prof. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, D-8000 München 2.

Lagomerycidae, die ihrerseits mal den Cervoidea, mal den Giraffoidea (z. B. Simpson 1945) zugeordnet wird. Von *Lagomeryx* ist bekannt, daß das Geweih nicht gewechselt wurde. Es ist durch eine relativ lange, unverzweigte Geweihstange ausgezeichnet, welche oben meistens in eine mehr oder minder schüsselförmige, relativ weit ausladende Krone übergeht, deren Rand mehrere kurze Sprossen trägt.

Sicher einem Vertreter dieser Gattung *Lagomeryx* zuzuordnen ist der hier beschriebene obere Teil eines derartigen „Krönchengeweihs", welcher den bisher einzigen derartigen Fund aus der fossilreichen Fundschicht in der Kiesgrube Sandelzhausen darstellt und trotz der geringen Größe eines der dekorativsten und wertvollsten Stücke dieser Fundstelle ist. Da auch sonst derartige Objekte äußerst selten sind, ist es gerechtfertigt, diesen Fund gesondert zu beschreiben.

Wenn gerade diese Beschreibung in die Reihe der Beiträge von Schülern und Mitarbeitern von Herrn

Professor Dr. Richard Dehm

aufgenommen wird, so geschah das einmal, um damit an die Arbeit von R. Dehm aus dem Jahre 1944 zu erinnern, in welcher er sich mit Hirschgeweihen aus dem Miozän Süddeutschlands beschäftigte. Zum anderen verdanken wir ihm die Entdeckung der für den Bereich der Oberen Süßwasser-Molasse Süddeutschlands einmaligen Fundstelle Sandelzhausen. Es sei Herrn Prof. Dr. R. Dehm auch an dieser Stelle für seine steten Bemühungen um die Untersuchungen an dieser Lokalität ein herzlicher Dank gesagt.

Der Geweihrest wurde am 11. 9. 1973 im Mittelteil der Grube auf Planquadrat 23-N gefunden und stammt aus dem Horizont D der Fundschicht, 52 cm über der Kohlelage (vgl. Profil bei Fahlbusch, Gall & Schmidt-Kittler 1972, Abb. 1). Es wird unter der Inventarnummer 1959 II 678 (Feldnummer 2020) in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt. — Die Fauna von Sandelzhausen ist nach der neuen Gliederung des europäischen kontinentalen Tertiärs (Fahlbusch 1976) in die „mammal unit" MN 6 des Astaracium bzw. oberen Aragonium einzustufen. Schließt man sich der noch immer umstrittenen, aber inzwischen weithin gebräuchlichen Einengung des Pliozäns an, so ist die Obere Süßwasser-Molasse größtenteils nicht mehr — wie bisher in Deutschland — dem Ober-Miozän, sondern dem Mittel-Miozän zuzuordnen.

Für die Bemühungen um die Suche nach Vergleichsobjekten möchte ich Herrn Dr. W. Issel, Naturwissenschaftliches Museum der Stadt Augsburg, bestens danken. Die fotografischen Aufnahmen zu dieser Arbeit wurden von Herrn M. Dressler, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, München, angefertigt. Die Zeichnungen stammen vom Verfasser.

2. Beschreibung

Der Geweihrest von insgesamt 2,6 cm Länge (Taf. 16) umfaßt den oberen Teil der Geweihstange (1,6 cm) und die relativ weit ausladende Krone (1,0 cm hoch) mit sieben Kronensprossen, von denen eine abgebrochen ist.

Die Geweihstange hat einen halbkreisförmigen Querschnitt, der sich nach oben zu geringfügig verschmälert und eine nur ganz schwache Biegung (Taf. 16, Fig. 1—2) erkennen läßt. Die Maße des Querschnitts sind aus den Abb. 1 c (an der Bruchstelle) und 1 d (schmalste Stelle unter der Krone) ersichtlich. Die Oberfläche der Stange ist

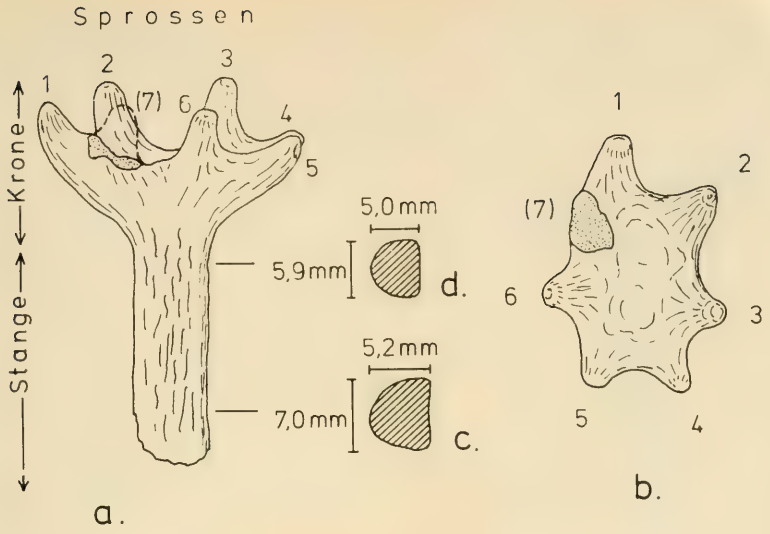


Abb. 1: Zur Terminologie des *Lagomeryx*-Geweihs. a. Geweih von der Seite, b: Krone von oben, c—d: Querschnittsbilder und Maße der Geweihstange.

deutlich längs gerieft, vor allem an der abgeflachten Seite und unterhalb der Sprossen 2/3; diese Riefung läuft an der Unterseite der Krone aus.

Die Krone geht ohne jeglichen Absatz durch eine schnelle Verbreiterung der Stange aus dieser hervor und besitzt eine flach-schüsselförmige Gestalt. Randlich sitzen ihr sieben, mehr oder minder aufwärts gerichtete Sprossen auf. Der Querschnitt der Sprossen ist an ihrer Basis oval und wird nach oben zu gleichmäßig gerundet; auch die Spitzen der Sprossen sind abgerundet. Wegen der Unsicherheit der Orientierung (s. u.) sind die Sprossen der eindeutigen Kennzeichnung wegen umlaufend numeriert (Abb. 1 a—b). Die Sprosse 7 ist abgebrochen; der frischen Bruchstelle nach zu urteilen (Taf. 16, Fig. 2, 3 u. 5) geschah das bei der Bergung des Stückes, bei der auch die Sprossen 1 und 2 abgebrochen waren, welche jedoch nicht verloren gingen.

Die Höhe der Sprossen ist unterschiedlich:

$$2 \text{ und } 3 > 6 \text{ und } 1 > 4 \text{ und } 5,$$

ferner ist: 1 kleiner 2 kleiner 3 größer 4 gleich 5 kleiner 6 kleiner oder größer 7 kleiner oder größer 1.

Die Abstände der Sprossen, gemessen an deren Außenseiten, sind folgende:

1 — 4: 1,85 cm 2 — 5: 1,61 cm
1 — 5: 1,77 cm 2 — 6: 1,43 cm
3 — 6: 1,27 cm.

Während die Sprossen 4 und 5 nur wenig aufwärts gerichtet sind, steht die Sprosse 1 deutlich steiler; am stärksten zeigen die Sprossen 6, 2 und 3 nach oben, wobei die letzte fast senkrecht steht.

Die Sprossen gehen aus dem leicht aufgebogenen Rand der ovalen, flach muldenförmigen Kronenbasis hervor. An der Spitze der Sprossen 3—6 und der Außenseite der Sprosse 1 beobachtet man schwache Abnutzungsspuren, von denen jedoch nicht zu entscheiden ist, ob es sich um Spuren des Gebrauchs durch das lebende Tier oder um solche des postmortalen Transports handelt; letztere liegen ziemlich sicher an der Außenseite der Sprosse 2 (Taf. 16, Fig. 4) vor.

Die Orientierung des Geweihs bereitet noch gewisse Schwierigkeiten, da die Schädelansatzstelle fehlt. Sicher stand die ovale Krone mit ihrer größeren Achse in der Längsrichtung des Schädels. Da alle zum Vergleich vorliegenden Reste anderer Lokalitäten einen ± runden bis ovalen Querschnitt zeigen, kann für unser Stück aus dem halbkreisförmigen Querschnitt keine sichere Schlußfolgerung gezogen werden. Aus den auf Taf. 16, Fig. 1—2, gegebenen Ansichten kann eine ganz schwache Biegung der Stange abgelesen werden. Eine solche ist auch von anderen *Lagomeryx*-Geweihen bekannt (Rütimeyer 1881: Taf. 1, Fig. 2—3; Schlosser 1916: Taf. 1, Fig. 21; Stehlin 1937: Abb. 9—10). Demnach würden die hohen Sprossen 2—3 an der Innenseite stehen. Da mir die abgeflachte Seite der Stange und die niedrigen Sprossen 4—5 eher auf die Rückseite hinzuweisen scheinen, handelt es sich wahrscheinlich um ein linkes Geweih. Für gesichertere Aussagen bedarf es weiteren Materials.

3. Vergleiche

Nach dem Grundbauplan des vorliegenden Geweihrestes — sehr schwach gebogene Stange mit daraus hervorgehender schüsselförmiger, Sprossen-tragender Krone — handelt es sich mit Sicherheit um eine Form der Gattung *Lagomeryx*. Unter den zu ihren Arten gehörenden oder ihnen zugeordneten Geweihen scheiden die Stücke von *Lagomeryx praestans* aus Chitenay (Stehlin 1937: 205, Abb. 10—12) wegen ihrer Größe und des abweichenden Baus der Krone mit drei kräftigen Sprossen von vornherein aus.

Dagegen stimmt der Sandelzhausener Rest mit dem Geweih von *Lagomeryx meyeri* von der Reisensburg (Rütimeyer 1881: Taf. 1, Fig. 2—5; Stehlin 1937: Abb. 9) im Grundplan überein. Abweichend an unserem Stück ist die halbkreisförmige Stange, die regelmäßig gestaltete Krone, besonders aber die wesentlich geringere Größe: Während die Gesamtlänge des Reisenburger Stückes 10,5 cm beträgt, kann das entsprechende Maß des Sandelzhausener Geweihs nur auf 4—5 cm, höchstens 6 cm geschätzt werden. Nun wissen wir bisher nichts über das Wachstum des nicht abwerfbaren *Lagomeryx*-Geweihs, insbesondere nicht über den Zeitpunkt der Anlage der Krone. Schlosser (1916: 19) äußerte die Vermutung, daß das *Lagomeryx*-Geweih zeitlebens mit Bast überzogen war. Die starken Längsriefen an der Stange des Sandelzhausener Geweihs könnten ebenfalls für einen Bastüberzug sprechen. Ob dagegen die Abnutzungsspuren an den Spitzen der Sprossen dieses Stückes (vgl. S. 230) gegen einen solchen Überzug sprechen dürfen, muß fraglich bleiben. Sicher aber scheint das hier beschriebene Geweih nach der vollständigen Ausbildung seiner Krone zu urteilen, von einem erwachsenen Individuum zu stammen. Aufgrund der wesentlich geringeren Größe und auch der abweichenden, sehr regelmäßig gebauten Krone kann es nicht zu *Lagomeryx meyeri* gestellt werden.

Auch eine nähere Beziehung zu den von DEHM (1944: 82) neu beschriebenen Resten aus der Spaltenfüllung Solnhofen, deren Zugehörigkeit zu *Lagomeryx* wegen der fehlenden oberen Teile fraglich ist, kommt angesichts der größeren Maße der Stangen nicht in Betracht.

Abb. 2: *Lagomeryx parvulus* (ROGER), rechtes Geweih von innen, obermiozäne Spaltenfüllung Attenfeld (Slg. München 1915 V 24). × 1,5.

Geringer sind die Größenunterschiede zu dem von SCHLOSSER (1916: 18, Abb. auf S. 19, Taf. 1, Fig. 21) als *Lagomeryx parvulus* beschriebenen Geweih von Attenfeld (Abb. 2), das er in natürlicher Größe mit etwa 7 cm abgebildet hat. Es besteht aus zwei Teilen, die sicher zu einem Geweih gehören; doch passen die Bruchstellen nicht so einwandfrei aneinander, wie SCHLOSSER es dargestellt hat, womit die Gesamtlänge auch 8—9 cm betragen haben könnte. Der ovale Querschnitt der Stange mißt unter der Krone 6 bzw. 10 mm; die Krone geht allmählicher aus der

Stange hervor als an dem Sandelzhausener Geweih. Die Krone des Attenfelder Stückes zeigt zwar relativ große Übereinstimmung mit der von Sandelzhausen, ist aber durch folgende Merkmale unterschieden: sie besitzt nur sechs Sprossen, von denen allerdings fünf mehr oder minder stark beschädigt sind und die nicht so steil aufwärts gerichtet waren; der Abstand zwischen vorderer und hinterer Sprosse beträgt jetzt 2,3 cm, dürfte aber am unversehrten Stück sicher 2,6—2,8 cm gemessen haben. Damit ist dieses Geweih nicht nur morphologisch verschieden, sondern auch deutlich größer als das von Sandelzhausen.

Schließlich ist auf zwei Objekte aus der Molasse einzugehen, welche von Roger dem Genus *Lagomeryx* zugeordnet wurden. Der 1904 (S. 17; Taf. 2, Fig. 8) von der Lokalität Häder beschriebene und sehr zuverlässig abgebildete Geweihrest mit erhaltenem Schädelansatz wurde von ihm als *Lagomeryx parvulus* bezeichnet. Die im unteren Teil ovale Stange (12,4 bzw. 8,4 mm ⌀), welche vorne ein wenig zugespitzt ist und im oberen Teil einen stark verkleinerten, fast runden Querschnitt (6,1 bzw. 6,0 mm) zeigt, unterscheidet sich hierin deutlich von der des Sandelzhausener Geweihs. Wie der obere Teil des Geweihs gestaltet war, bleibt unbekannt. Es ist jedoch zu betonen, daß es sich — nach den Abdrücken der Hirnwindungen am Schädeldach zu urteilen — wohl um ein ausgewachsenes Individuum gehandelt haben muß. Mißt man dem unterschiedlichen Querschnitt beider Geweihstangen keine besondere Bedeutung bei, was ich für voreilig hielte, so könnten sie eventuell von der gleichen *Lagomeryx*-Art stammen. Den Geweihrest von Häder als *Lagomeryx parvulus* zu bestimmen, scheint mir derzeit nicht genügend gesichert.

Ein weiterer, wesentlich kleinerer Geweihrest wurde in der Reischenau (genauer Fundort unbekannt) gefunden. Er wurde von Roger (1885: 104, Taf. 1, Fig. 13) zunächst als *Micromeryx flourensianus* bezeichnet. Später ordnete er ihn *Lagomeryx parvulus* zu (1898: 39, Taf. 2, Fig. 4), um ihn schließlich nach dem Größenvergleich mit dem oben erwähnten Geweih von Häder als *Lagomeryx pumilio* zu bestimmen (Roger 1904: 17). Auch an diesem Stück fehlt der obere Teil, womit mir eine endgültige Bestimmung hier ebenfalls nicht möglich scheint. Auffallend ist der geringe, vermutlich runde und auf eine Länge von 2,5 cm etwa gleichbleibende Querschnitt von ca. 4,5—5 mm. Leider ist das Objekt in der Sammlung Augsburg nicht mehr vorhanden; es ging wahrscheinlich während der mehrfachen Umlagerungen dieser Sammlung nach Kriegsende verloren. Ich halte es nach der Abbildung (Roger 1898: Taf. 2, Fig. 4) für durchaus möglich, daß es sich bei diesem Stück um die Stange eines Jungtieres handelt, die nicht einmal unbedingt einer Art von *Lagomeryx* zugeschrieben werden muß.

Nach den derzeit möglichen Vergleichen mit *Lagomeryx*-Geweihen handelt es sich bei dem Sandelzhausener Rest am ehesten um das Geweih von *Lagomeryx pumilio*. Diese winzige Art ist in Sandelzhausen neben isolierten Zähnen auch durch einen fragmentären Unterkieferast mit P_2—M_3 belegt (Slg. München 1959 II 679). Seine Zähne stimmen in Maßen und Morphologie mit dem Typus von *Lagomeryx pumilio* aus der Reischenau (Roger 1898: 39, Taf. 2, Fig. 5) und einem weiteren Unterkiefer aus Häder (P_3—M_2, Slg. Augsburg) gut überein, ebenso mit den von Schlosser (1916: 17) als *Lagomeryx pumilio* bestimmten Gebißresten von Attenfeld, wo diese Art ebenfalls neben *Lagomeryx parvulus* belegt ist, was auch für die Reischenau, Häder und Sandelzhausen gilt.

4. Ergebnisse

Durch den Fund eines sehr kleinen Krönchengeweihs von *Lagomeryx* aus dem Astaracium von Sandelzhausen konnte die geringe Zahl vollständigerer Geweihe dieser Gattung um einen weiteren Typ vermehrt werden. Von dem ähnlichen Geweih des *Lagomeryx meyeri* und des *Lagomeryx parvulus* unterscheidet es sich durch die geringere Größe, den dreieckigen Querschnitt der Stange und Details im Bau der Krone. Am ehesten kann das Geweih auf *Lagomeryx pumilio* (Roger 1898) bezogen werden, der bisher nur aus Gebißresten bekannt war.

Schriftenverzeichnis

Dehm, R. (1944): Frühe Hirschgeweihe aus dem Miocän Süddeutschlands. — N. Jb. Mineral. etc., Mh., **1944** (B): 81—98, 10 Abb.; Stuttgart.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary. — Newsl. Stratigr., **5**: 160—167, 1 Tab.; Berlin/Stuttgart.

Fahlbusch, V., Gall, H. & Schmidt-Kittler, N. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 2. Sediment und Fossilinhalt — Probleme der Genese und Ökologie. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1972**: 331—343, 1 Abb.; Stuttgart.

Fahlbusch, V., Gall, H. & Schmidt-Kittler, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970—73, Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14**: 103—128, 4 Abb.; München.

Roger, O. (1885): Kleine paläontologische Mittheilungen. — Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben u. Neuburg in Augsburg, **28**: 93—118, 3 Taf.; Augsburg.

Roger, O. (1898): Wirbelthierreste aus dem Dinotheriensande der bayerisch-schwäbischen Hochebene. I. Theil. — Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben u. Neuburg in Augsburg, **33**: 1—46, 3 Taf.; Augsburg.

Roger, O. (1904): Wirbeltierreste aus dem Obermiocän der bayerisch-schwäbischen Hochebene. V. Teil. — Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben u. Neuburg in Augsburg, **36**: 1—21, 4 Taf.; Augsburg.

Rütimeyer, L. (1881): Beiträge zu einer natürlichen Geschichte der Hirsche. Erster Theil. — Abh. Schweiz. Paläont. Ges., **8**: 1—93, 4 Taf.; Zürich.

Schlosser, M. (1916): Neue Funde fossiler Säugetiere in der Eichstätter Gegend. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., **28**: 1—78, 5 Taf.; München.

Stehlin, H. G. (1937): Bemerkungen über die miocaenen Hirschgenera *Stephanocemas* und *Lagomeryx*. — Verh. Naturforsch. Ges. Basel, **48**: 193—214, 13 Abb.; Basel.

Tafel 16

Lagomeryx pumilio (Roger 1898)?
linkes (?) Geweih, Sandelzhausen, Slg. München 1959 II 678.
Fig. 1—5: × 3, Fig. 6—7: natürliche Größe

Fig. 1: von vorne
Fig. 2: von hinten
Fig. 3: und 6: von außen
Fig. 4: von innen und schräg hinten
Fig. 5: und 7: von oben

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 17 | 235—247 | München, 6. 7. 1977

Oberpermische Koniferenreste aus dem Sandsteinsockel des Schlernmassivs (Südtiroler Dolomiten)

Von Walter Jung*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 17—18

Kurzfassung

Im obersten Grödener Sandstein entdeckte der Verfasser 1975 am Westfuße des Schlernmassivs (Provinz Bozen, Südtirol) Fossilreste verschiedener Koniferen. Durch Fruchtzapfen konnten die schon seit hundert Jahren aus Südtirol bekannten Gattungen *Voltzia* (mit der Art *V. hungarica* Heer) und *Ullmannia* (mit der Art *U.* cf. *frumentaria* [Schloth.] Goepp.) nachgewiesen werden. Männliche Blütenzapfen, Samen und Zweigreste stammen ebenfalls wahrscheinlich von den nachgewiesenen Gattungen. Darüber hinaus ist eine weitere Konifere, *Ortiseia* cf. *leonardii* Florin, und eine nicht weiter ansprechbare Vertreterin der Sphenophyta im Fossilmaterial belegt.

Eine kritische Beurteilung aller aus dem Grödener Sandstein beschriebenen Pflanzenreste läßt erkennen, daß bislang sichere Unterperm-Fossilien nicht nachzuweisen sind. Somit sind die pflanzenführenden Horizonte des oberen Grödener Sandsteins Südtirols in das Oberperm zu stellen.

Abstract

In 1975 the author discovered a little fossil flora in the sandstone basement of the Sciliar group (W-Dolomites, Bolzano region) near the top of the Gardena formation.

Mainly cones and branchlets of *Voltzia hungarica* Heer, *Ullmannia* cf. *frumentaria* (Schloth.) Goepp. and *U. bronni* Goepp. were determinable. At the first time from the Dolomite area W. Gümbel mentioned these conifers sampled in the same formation one hundred years ago.

Contrary to some former workers and according to the palynological and geological investigation the levels including these plant remains must be supposed to belong to the Upper, not to the Lower Permian.

*) Prof. Dr. W. Jung, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Abteilung für Paläobotanik, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Einleitung

Während die mancherorts nicht seltenen Landpflanzenreste aus triassischen Sedimenten der Südtiroler Dolomiten (Ogilvie Gordon 1927, Leonardi 1967, Leonardi & Pan 1953) lange nicht eine solche Aufmerksamkeit der Paläontologen auf sich ziehen konnten wie die mit ihnen zusammen vorkommenden, aber ungleich häufigeren und verschiedenartigeren Zoofossilien, gelangten die Pflanzenfundstellen im Bereich des paläozoischen Sandsteinsockels allesamt in Fachkreisen zu einer gewissen Berühmtheit. Erlauben doch nur diese Phytofossilien — sieht man von dem einen Cephalopoden-Vorkommen (Mutschlechner 1933, Perwanger 1946, Leonardi 1957, Accordi 1958) ab — für die terrestrische Serie des sogenannten „Grödener Sandsteins" Altersangaben auf paläontologischer Grundlage.

Abb. 1: Lageskizze der wichtigsten Pflanzenfundstellen im Grödener Sandstein Südtirols.

Aus älterer Zeit ist hier in erster Linie zu erwähnen die Flora von Neumarkt im Etschtal (Gümbel 1877), wozu noch — außerhalb der hier betrachteten Provinz Bozen gelegen — das Vorkommen von Recoaro im Vizentinischen (Gümbel 1879) thematisch gehört[1]). Es sei schon hier hervorgehoben, daß Gümbel (loc. cit.) „Spuren von Pflanzeneinschlüssen" (1877: 24) darüber hinaus noch für viele Aufschlüsse im Grödener Sandstein angibt (auch Gümbel 1879: 42); ebenso wie später v. Klebelsberg (1946: 108). In neuerer und neuester Zeit sind dann Sandsteinaufschlüsse einmal am Fuße der Seceda bei St. Ulrich im Grödental (Leonardi & Pan 1953, Klaus 1963 und Clement-Westerhof 1974, auch schon Ogilvie Gordon 1927), zum anderen in der wildromantischen Schlucht des Bletterbaches oberhalb von Radein (Perwanger 1946, Leonardi 1948, Klaus 1963) wegen ihrer Fossilführung bekannt geworden.

Geographisch zwischen dem Grödental im Norden und der Hochfläche von Radein im Süden (Abb. 1) liegt der Fundpunkt am Fuße des Schlern, über dessen Fossilinhalt im Folgenden berichtet werden soll. Vor Jahresfrist war diesem Vorkommen bereits eine kleine Mitteilung gewidmet worden (Jung 1976).

Geographische Lage und stratigraphische Position

Die Fundstelle liegt hoch über dem Eisacktal, bei ungefähr 1150 m NN unterhalb der Westabstürze des Schlernmassivs, dieses Westpfeilers der Dolomiten, in einem nur wenig eingetieften Graben, der vom Völser Bach, einem Nebenarm des Schlernbaches, steil nach oben, Richtung Duff-Alm zieht. Es handelt sich um ein 20 Meter mächtiges Profil aus sandig-tonigen, grau, bläulich, grünlich oder auch rötlich gefärbten Lagen. Überlagert werden diese von einem schlecht gebankten, mittel- bis fein-körnigen, rostig verwitternden Sandstein, dessen Farbe im frischen Zustand ein schmutziges Weiß ist. Besonders bezeichnend erscheint die unruhige, wellige Oberfläche der Sandsteinbänke, welche auch Gümbel (1877: 24) auffiel, ferner die rostrote „Tigerung" der frischen Bruchflächen und der stellenweise hohe Gehalt an Tongeröllen, sogenannten „Tongallen". Es ist nicht daran zu zweifeln, daß der nur von einem schwachen Rinnsal durchflossene Graben an jener Stelle die Schichten des obersten Grödener Sandsteins aufschließt. Freilich läßt das Blatt „Bolzano" der Carta geologica d'Italia 1:50 000 die Verhältnisse nicht erkennen. Denn auf ihr findet sich für die Fundstelle lediglich Glazialschutt auskartiert. Gümbel erwähnt dagegen in der bereits öfters zitierten Abhandlung über die Flora von Neumarkt — auch schon in einem früheren Aufsatz (1873) — ein Profil im obersten Grödener Sandstein aus der Nähe von „Ums im Schlernbachtal", leider ohne Angabe der genauen Lage. Da ganz nahe der genannten Ortschaft am Fuße des Tschafon ein anderes, weithin sichtbares Profil im Grödener Sandstein erschlossen ist, war nicht zu klären, ob Gümbel unsere Lokalität hier bereits kannte. Es ist eher denkbar, daß der Graben erst später in die Schuttflanke des Schlern eingerissen wurde.

[1]) Die Flora von Tregiovo (Vacek 1894) entstammt der „Tregiovo-Serie" (Van Hilten 1960) im Liegenden des Grödener Sandsteins.

Material und Bestimmung

Der Verfasser entdeckte das Fossilvorkommen im Mai 1975. Bei weiteren Besuchen, zuletzt im September des gleichen Jahres anläßlich einer Exkursion mit Studenten, wurde die erste Fossilkollektion ergänzt. Insgesamt umfaßt die Aufsammlung jetzt 20 Platten, von denen die allermeisten mehrere Reste zeigen. Die Sammlung stellt lediglich eine Auswahl des gefundenen Materials dar, weil nur die bestimmbar erscheinenden Reste aufbewahrt wurden. Teilweise waren die Schichtflächen von Pflanzenhäcksel übersät, wie dies Ogilvie Gordon auch für den obersten Grödener Sandstein der Gegend um St. Ulrich schildert (1927: 4).

Der Fossilreichtum in den reinen Sandsteinpartien ist stellenweise groß, bei schlechter Erhaltung. In den mehr tonigen Schichten ist es umgekehrt: ein befriedigender Erhaltungszustand, aber eine nur mäßige Häufigkeit. In den Sandsteinen sind die Pflanzen für eine Mazeration gänzlich ungeeignet. Allenfalls ist noch etwas Kohlemulm vorhanden. Eine intensivere Aufsammlung in den tonigen Profilabschnitten wäre dagegen in dieser Hinsicht wohl lohnend, wenn auch zeitraubend.

Zur Untersuchung lagen fertile und vegetative Pflanzenteile vor. Mit einer Ausnahme stammen sämtliche näher bestimmbaren Reste von Koniferen.

I. Fertile Reste

Das Material besteht aus weiblichen und männlichen Zapfen, aus isolierten Zapfenschuppen und isolierten Samen.

a. Fruchtzapfen bzw. Fruchtzapfenteile

Für die Determination fossiler Koniferen sind die weiblichen Zapfen besonders wichtig. Sie seien daher zuerst beschrieben.

Voltzia hungarica Heer

Hierzu rechne ich drei gut erhaltene Exemplare, sämtlich mit Gegendruck. Ein viertes Stück dagegen läßt lediglich die Zapfennatur erahnen. Die oben schon bedauerte keineswegs optimale Erhaltung erlaubt auch bei den besser erhaltenen Zapfen die Feststellung nur weniger Einzelheiten. Gleichwohl ist zumindest eine generische Bestimmung mit genügender Sicherheit möglich.

Der vollständigste Zapfen (Taf. 18, Fig. 1) war ehedem wenigstens 5,5 cm (insgesamt wohl kaum über 7 cm) lang und maß gute 2 cm im Durchmesser. Die Schuppen stehen dicht spiralig an einer nur 2—3 cm dicken Achse. Ihre Zahl ist nicht feststellbar, dürfte aber 40 überstiegen haben. Die Schuppen waren typische Schuppenkomplexe aus einer längeren, einspitzigen Deck- und einer kürzeren, 4—5 (—7?)-zipfeligen Samenschuppe. Verhältnismäßig tiefe, 2 mm große Gruben auf der Oberseite der Samenschuppe dürfen als von den Samen herrührend gedeutet werden. Samen selbst, also auch nicht ihre Inseration, waren nirgends feststellbar. Wiederum beim am besten erhaltenen Zapfen beweist der tangentiale Längsbruch der Zapfenbasis, auf dem also die Samenschuppen selbst quer getroffen sind, daß die Zahl der Samen in aller Regel drei, seltener nur zwei, betrug.

Diese Merkmale erlauben nach den Angaben in der Literatur eine hinreichend gesichert erscheinende Bestimmung: Richtet man das Augenmerk zunächst auf paläozoische Koniferengattungen, was nach dem Vorkommen in Schichten einwand-

frei unter der Untergrenze der Werfener Schichten am nächstliegenden ist, kann die Gattung *Voltziopsis* mit einer gespaltenen Deckschuppe und fünfsamigen Samenschuppen sofort ausgeschieden werden. Da *Lebachia* samt Verwandten und auch *Ullmannia* keine handförmigen Samenschuppen besaßen, kommen auch diese für eine Zuordnung nicht in Frage. Wie Mägdefrau (1963: 96) besonders hervorhebt, ist andererseits die Gattung *Glyptolepis*, welche nach Florin (1945: 488) ebenfalls in Frage kommt, Formen mit nur zwei basalen Samen vorbehalten. Deshalb gehört unser Baum mit seinen triseminaten Schuppen nicht zu diesem Genus. Es bleiben *Pseudovoltzia* und *Voltzia* übrig. Erstere ist vor allem durch die Untersuchungen Schweitzers (1963) in ihrem Zapfenbau bestens bekannt geworden. Das hervorstechendste Merkmal und das einzige, welches bei den Frucht-Zapfen vom Schlern für eine Beurteilung in Frage kommt, ist die unterschiedliche Größe der Zipfel an jeder Samenschuppe bei *Pseudovoltzia*. Bei dem Südtiroler Zapfen-Material sind nur in zwei Fällen die Zipfel deutlich auszumachen: Sie sind gleich. Demzufolge gehören die gefundenen Zapfen zur Gattung *Voltzia* Brgt. Auch von den mesozoischen Genera kommt nur *Voltzia* für einen Vergleich in Frage.

Schwieriger und unsicherer ist die Artfindung, weil der Feinbau nicht hinreichend bekannt ist. Soweit aber morphologische Feststellungen möglich sind, stimmen die Fossilreste vom Schlern in Zahl und Größe der Schuppenzipfel mit dem Typ-Material von *Voltzia hungarica* überein, wie es Heer 1876 aus dem ungarischen Oberperm abbildet und es Florin (1945) auf seiner Tafel 189/190 als erster und bislang einziger photographisch wiedergibt. Somit ist die seinerzeitige Bestimmung Gümbels zumindest nicht widerlegbar, im Gegenteil wahrscheinlich. Leider hat Gümbel seiner Mitteilung keinerlei Fossilabbildung beigefügt. Hierher gehört auch eine isolierte, langgestielte Zapfenschuppe von 1,2 cm Länge (Taf. 18, Fig. 3), die anscheinend mehr als fünf, nämlich sechs oder sieben Zipfel aufweist, entsprechend der Heer'schen Diagnose (1876: 12). Zu dem von Accordi (1952) publizierten Rest aus dem unteren alpinen Muschelkalk der Dolomiten besteht, wie man sieht, keinerlei engere Beziehung.

Ullmannia cf. *frumentaria* (Schloth.) Goepp.

Zwei Zapfenbruchstücke und ein gutes Dutzend isolierter Schuppen gehören zu einer anderen Gattung. Sie sind gut gekennzeichnet durch die fast kreisrunde Form der Schuppen, deren größter Durchmesser zwischen 4 und 10 mm schwankt. Mit Ausnahme des basalen Ansatzes lassen sie kaum weitere Einzelheiten erkennen. Die besterhaltene Schuppe zeigt, daß anscheinend nur ein Samen vorhanden war, die Schuppen stark gewölbt und ziemlich aufrecht an der Zapfenachse saßen. Der obere Rand könnte etwas auswärts umgebogen gewesen sein. Ein Kleeblatt-ähnliches Gebilde (Taf. 18, Fig. 4), eine Zapfenbasis oder -spitze, wie sie auch Weigelt (1928: Taf. 13) darstellt, läßt eine Stellung in $^1/_3$-Spirale annehmen. Derartige Zapfenschuppen besitzt als Samenschuppen — Deckschuppen waren nicht auszumachen — allein die Gattung *Ullmannia* Goepp., die ja ebenfalls schon von den früheren Autoren aus dem Grödener Sandstein angegeben wird. Gümbel (1877: 23) gebraucht zunächst sogar den Begriff „Ullmanniensandstein" für die oberen, pflanzenführenden Partien des Grödener Sandsteins. Die Fruchtzapfen dieser typischen Zechstein-Konifere sind durch Geinitz (1880), Weigelt (1928), Florin (1945) und Schweitzer (1963) gut bekannt. Auf Grund ansitzender Nadelblätter wurden

diese Zapfen seit langem zu *U. frumentaria* (Schloth.) Goepp. gestellt, wozu Stur (in Vacek 1894) auch einen Zapfenrest aus dem Nonsberg-Gebiet rechnet. Da bei dem Material vom Schlernfuße sich nur Zweige und Blättchen fanden, welche zu *U. bronni* gehören dürften, möchte ich die Ullmannien-Zapfen vorerst nur mit Vorbehalt der ersten Art zurechnen.

b. männliche Zapfen

Wie bei den Fruchtzapfen besteht auch bei den männlichen Zapfen das Fossilmaterial aus zwei verschiedenen Typen.

Masculostrobus Seward

Dem ersten Typ gehören zwei größere (Taf. 18, Fig. 2), mäßig gut erhaltene, in Längsrichtung durchgespaltene Zapfen an (Länge maximal ca. 3,5 cm, Durchmesser ca. 1,5 cm) und ein sehr kleines, dafür besser erhaltenes Bruchstück von nur 10 mm Länge. Einige Baueigentümlichkeiten sind erkennbar: An der bis 2 mm starken Achse sitzen dicht spiralig die deutlich hypopeltaten Mikrosporophylle. An dem besser erhaltenen Bruchstück läßt sich auch die hyposporangiate Anordnung der schlauchförmigen Sporangien beobachten. Die Mazeration von Mikrosporen gelang nicht.

Auf Grund des geschilderten Baus können die Blüten in die Organgattung *Masculostrobus* Sewald gebracht werden. Es ist dabei nicht ausgeschlossen, daß sie männliche Blüten vom *Ullmannia* sind. Nicht nur wiederum die Größe, sondern auch die geschilderten Merkmale paßten hierzu (vgl. Florin 1929, Schweitzer 1960). Ein Vergleich mit anderen, bereits beschriebenen *Masculostrobus*-Arten des jüngeren Paläo- und älteren Mesozoikums, z. B. mit den Arten des Elsässer Buntsandsteins (Grauvogel-Stamm 1969) und mit *M. harrassowitzi* aus dem hessischen Zechstein (Florin 1929) — nach Schweitzer (1960: 281) im übrigen wahrscheinlich eine *Ullmannia*-Blüte — ist wegen der insgesamt schlechten Erhaltung der Südtiroler Reste nicht möglich.

Einem Verweis bei Clement-Westerhof (1974) zufolge lagen dieser Autorin insgesamt 38 männliche Zapfen aus dem südalpinen Paläozoikum vor, sechs davon aus dem Grödener Sandstein Südtirols. Doch von ihr werden mit dem Hinweis auf spätere Bearbeitung ebensowenig Einzelheiten mitgeteilt wie von Leonardi (1967), der auf seiner Taf. 9 einen männlichen Koniferen-Zapfen aus der Umgegend von St. Ulrich abbildet, der angeblich zu *Ortiseia* gehören könnte.

Den zweiten Bau-Typ verkörpert, vielleicht nur scheinbar, ein 70 mm langer, gänzlich zerfallener Zapfen (Taf. 18, Fig. 5), von welchem lediglich die Einzel-Sporophylle zu sehen sind. Der Aufbau muß insgesamt lockerer gewesen sein. Gleichwohl waren die Sporophylle ebenfalls hypopeltat. Der schildförmige Distalabschnitt war in der oberen Hälfte dreieckig, in der unteren abgerundet. Auffallend ist der stielförmige, rund 15 mm lange Proximal-Abschnitt. Diese Verhältnisse erinnern an die bei *Voltziostrobus schimperi* aus dem Vogesen-Buntsandstein (vgl. Grauvogel & al. 1967, Grauvogel-Stamm 1969). Zu dieser Organgattung kann jedoch unser Fossil nicht gerechnet werden, weil eine episporangiate Befestigung der Pollensäcke nicht auszumachen ist.

Da bekannt ist, daß männliche Koniferen-Blüten bei Reife durch Verlängerung der Zapfenachse und des proximalen Sporophyllabschnittes ein verändertes, nämlich lockereres Aussehen bekommen, muß man auch daran denken, daß Typ 2

lediglich den Typ 1 im verblühten, d. h. ausgestäubten und abgefallenen Zustand verkörpern könnte (vergl. GRAUVOGEL-STAMM 1969).

c. isolierte Samen

Es fanden sich auch einige isolierte Samen in Steinkernerhaltung, meistens von ganz geringer Größe (1—2 mm). Lediglich der größte darunter (Abb. 2) läßt eine vorsichtige Bestimmung zu.

Ullmannia sp.

Der breit-dreieckige Umriß und die abgeflachte Basis, zentral mit einer runden Anwachsnarbe versehen, erinnern an die Rekonstruktion eines Ullmannien-Samens, die SCHWEITZER (1963: Abb. 22) vor Jahren veröffentlichte. Da auch in der Samenhöhe (7 mm) beste Übereinstimmung herrscht, zögere ich nicht, das Fossil aus Südtirol zu dieser Gattung zu stellen.

Abb. 2: *Ullmannia* sp., Same (1975 I 98), × 5.

II. Zweigreste

Beblätterte Zweigreste paläozoischer und mesozoischer Koniferen sind, sieht man von einigen besonderen, abweichend gebauten Formen ab, in aller Regel nur bei Vorliegen mazerierbaren Materials sicher zu bestimmen. Dies gilt es zu berücksichtigen, wenn im Folgenden die bei der Duff-Alm gefundenen Zweige beschrieben werden.

Fünf verschiedene Zweigtypen sind auszuscheiden, die aber lediglich vier verschiedenen Arten angehören.

Voltzia hungarica HEER
(syn. *V. massalongi* [SCHAUR.] GÜMBEL)

Mehrere stark verwitterte Zweigreste lassen spiralig ansitzende, zweizeilig gestellte, linealische Nadeln mit deutlich herablaufender Basis und einer beinahe rechtwinklig abspreizender Spreite erkennen. GÜMBEL (1879: 48) gibt für derartige Reste eine treffende Beschreibung: „Die Blätter ... zeigen die Eigentümlichkeit, an der Ansatzstelle plötzlich knieförmig sich zu biegen und ziemlich weit am Zweige herabzulaufen". Deshalb und wegen Übereinstimmung mit den Abbildungen bei HEER halte ich die vorgenommene Benennung für berechtigt. Dies scheint auch aus dem Nebeneinander derartiger Zweige mit den oben beschriebenen Fruchtzap-

fen ablesbar. Aber der direkte Zusammenhang ist auf der betreffenden Fossilplatte gerade nicht mehr erhalten.

Ein Achsenrest höherer Ordnung (Taf. 17, Fig. 2) mit enganliegenden, kurzzugespitzten, ebenfalls schmallinealen Nadeln kann hierhier gehören (vgl. Heer 1876: Taf. 22, Fig. 1). Die in geringer Zahl gefundenen Einzelnadeln wären wahrscheinlich ebenfalls hier einzureihen.

Voltzia sp.

Vier weitere Zweigreste (Taf. 17, Fig. 1) dürfen dagegen nicht ohne weiteres als zu *V. hungarica* gehörig betrachtet werden. Die 10 mm langen Nadeln sind von auffallendem Habitus: Mit breiter Basis spiralig ansitzend verschmälert sich die waagrecht abstehende Spreite rasch, was im Längsbruch den Blättchen ein dornartiges Aussehen gibt.

Ganz ähnlich sind die bei Leonardi (1948: Abb. 1—3) dargestellten und als *Lepidodendron veltheimianum* und *Lebachia (?)* sp. bestimmten Abdrücke aus dem Bletterbachgraben, wovon ich mich im Mai 1976 auf dem „Zirmerhof" bei Radein durch Augenschein überzeugen konnte. Die seinerzeitige Bestimmung erscheint darnach unbegründet.

Von den in der Literatur erwähnten Koniferen-Arten kommt im Habitus *Voltzia recubariensis* (Mass.) Schenk (syn. *Pagiophyllum recubariense* [Mass.] Leon.) aus der mittleren alpinen Trias am nächsten, ohne übereinzustimmen (vgl. Schenk 1868). Bis zum Vorliegen umfangreicheren und besser erhaltenen Materials seien die fraglichen Zweige als *Voltzia* sp. beschrieben.

Ullmannia bronni Goepp.

Ein kurzes, nur 3 cm langes Zweigstück zeigt die dichte und stumpfe Beblätterung der Sonnenzweige der bekannten Zechstein-Konifere. Hierher rechne ich auch ein großes, einnerviges, kurzzugespitztes Blättchen (Taf. 17, Fig. 3) von knapp 2 cm Länge (vgl. z. B. Weigelt 1928: Taf. 30, Fig. 17). Es waren wohl derartige Reste, die Gümbel (1877) zur Aufstellung seiner Schichtbezeichnung „Ullmanniensandstein" veranlaßten.

Ortiseia cf. *leonardii* Florin (syn. *Albertia elliptica* Schimp.)?

Aus einem Sandsteinbrocken kamen zwei zueinander parallel orientierte Zweigreste zum Vorschein mit auch zweizeilig gestellten, in der Form etwas abweichend gestalteten „Nadeln". Es sind nicht schmale, sondern breit-zungenförmige, am Ende schön gerundete Blättchen, welche mit verschmälertem Grunde ansitzen. Damit erinnern sie sehr an die von Florin aus dem Gröden-Tal beschriebenen und *Ortiseia* genannten Zweige. Beweisbar ist eine Artgleichheit nicht direkt, weil seinerzeit die Gattung vorwiegend auf dem Stoma-Bau begründet wurde. Ähnliche Zweige wurden auch schon auf *Ullmannia* und *Hiltonia* (Stonely 1956) bezogen — beide Gattungen nach Schweitzer (1960: 24) vermutlich synonym. Unzweifelhaft hat Gümbel (1879: 50) unsere Pflanze von Neumarkt a. d. E. unter dem Namen *Albertia* angegeben. Wie der Autor dieses Genus, Wilhelm Schimper (in Gümbel loc. cit.), selbst konstatierte, besteht zwischen der Konifere des Grödener Sandsteins

und der genannten Art des Buntsandsteines in der Tat eine große habituelle Ähnlichkeit. Leider nimmt Florin zu der Frage einer Identität beider Gattungen nicht Stellung. Auf Grund des jetzt vorgelegten, schlecht erhaltenen Materials ist dies unmöglich.

II. Sonstige Reste

Ein 9,5 cm langes und 1,5 cm breites Achsenfragment dürfte wegen seiner feinen, nur undeutlich zu sehenden Riefung das Internodialstück einer Vertreterin der Articulatae sein. In Frage kommen Neocalamiten, Paracalamiten, *Schizoneura*-Arten und sogar Equisetiten. Ein Entscheid wäre nicht zu verantworten, weil zur sicheren Ansprache bloße Achsenteile nicht genügen. Dies gilt auch für die verschiedenen anderweitigen „Calamiten-Funde" im Grödener Sandstein (vergl. Gümbel 1877, v. Klebelsberg 1946).

Die einzigen Spuren tierischen Lebens sind Bauten, welche in großer Zahl, z. T. schichtbedeckend, in den feinkörnigen Sandsteinpartien auftreten.

Stratigraphische Auswertung

Wie eingangs dargetan, gründen sich biostratigraphische Angaben für den Grödener Sandstein fast ausschließlich auf die spärlichen Florenfunde. Entsprechend des meist nicht optimalen Erhaltungszustandes der Pflanzen bereitet eine Bestimmung den Autoren Schwierigkeiten, bzw. sind die genannten Gattungsnamen nicht immer verläßlich. In neuerer Zeit hat man versucht, diesen mißlichen Umstand durch genaue Sporen- und Pollenanalysen auszugleichen. In der Tat gelangte man so zu recht eindeutigen Ergebnissen und Ansichten über die Altersstellung der pflanzenführenden Sandsteine unter den *Bellerophon*-Schichten. Allerdings standen sie bislang in einem gewissen Widerspruch zu den Ansichten einiger Bearbeiter von Makroresten, worauf bereits Van Hilten (1960: 22) und De Boer (1963: 25) unlängst hinwiesen.

Inwieweit diese Widersprüche durch die erneuten Funde beseitigt werden können, soll im folgenden erörtert werden. Gümbel (1877) rechnete ursprünglich die Sandsteine von Neumarkt a. d. E. mit jener Koniferen-Flora wegen des Auftretens oberpermischer Pflanzen und bestärkt durch die Autorität des Paläobotanikers Schimper (loc. cit. 25) zum Perm bzw. zur Dyas. Zuvor hatte er die pflanzenführenden Tonschichten freilich mit dem Röt, also der obersten germanischen Trias, gleichgesetzt und die „weißen, oft getigerten Sandsteinbänke" mit Pflanzen folgerichtig mit dem „Chirotherium-Sandstein" verglichen (1873: 35). Auf diese frühere Ansicht kommt Gümbel (1879) nach Studium der Flora von Recoaro zurück. Er glaubt aber nunmehr, die pflanzenführenden Schichten des Gebirgssockels der Südalpen sämtlich in die untere Trias stellen zu müssen, weil in ihnen „entschieden jüngere" Pflanzenformen aufträten. Dementsprechend spricht er jetzt von einem „unteren Voltziensandstein", im Gegensatz zum „oberen Voltziensandstein" des höheren Buntsandsteins der Vogesen.

Diese Ansicht vom Alter der Pflanzenschichten konnte sich nicht mehr halten, nachdem Stache (1877 und 1878) das permische Alter der Bellerophon-Schichten im Hangenden nachgewiesen hatte. Nun wurde teilweise die paläobotanische Grundlage überhaupt verlassen und versucht eine Altersbestimmung mittels faziel-

ler Ähnlichkeit zu erreichen. So nimmt Ogilvie Gordon (1927) für die pflanzenführenden Schichten im obersten Grödener Sandstein unterpermisches Alter an. Lege man nämlich solche Sandsteine aus den Dolomiten neben „Sandsteine aus dem deutschen Rotliegenden, so ist es unmöglich, die beiden Gesteine zu unterscheiden" (loc. cit. 4). Wie ein Blick in die stratigraphische Tabelle bei Dozy (1935: 59) zeigt, war diese Meinung aber nicht allgemein verbreitet. Gerade auf Grund der Flora von Neumarkt hält Dozy den Grödener Sandstein für eine oberpermische Bildung.

Nach dem 2. Weltkrieg brachte die Entdeckung und Ausbeutung weiterer Florenfundpunkte eine Belebung der Diskussion über die Altersfrage.

Die Bestimmung verschiedener *Lepidodendron-, Lebachia- (Walchia-)* und *Pecopteris*-Reste durch Leonardi (1948) ließ für den Grödener Sandstein wiederum unterpermisches, vielleicht sogar oberkarbonisches Alter wahrscheinlich erscheinen. Später rückten die italienischen Autoren von der Annahme eines oberkarbonischen Alters mehr und mehr ab und stellten die Sandsteine mit den Pflanzenresten in das obere Rotliegende (Leonardi 1955, 1967, Accordi 1958). Accordi (1959) gestand jedoch indirekt zu, daß die Fazies des Grödener Sandsteins mancherorts bis in das Oberperm reichte, entsprechend einer allmählichen Transgression des Meeres aus dem Osten; eine Folgerung, die zumindest seit der Entdeckung einer Nautiliden-Fauna im Grödener Sandstein durch Perwanger (Mutschlechner 1933, Perwanger 1946) nahe lag.

Demgegenüber bewies die monographische Bearbeitung des Sporen- und Polleninhaltes durch Klaus (1963) eine Beinahe-Identität der Mikroflora aus dem Grödener Sandstein mit der aus den *Bellerophon*-Schichten und eine weitgehende Ähnlichkeit mit dem Mikroinhalt des germanischen Zechsteins, speziell des Kupferschiefers. Durch die jüngsten Untersuchungen von Clement-Westerhof (1974) erfuhren diese Ergebnisse noch eine Vertiefung.

Bereits vorher war von geologischer Seite Van Hilten (1960) auf Grund seiner Beschäftigung mit den Liegendserien des Grödener Sandsteins im Nonsberg-Bereich zu der Auffassung gelangt, der Grödener Sandstein müsse beinahe in seiner Gesamtheit dem oberen Perm zugehören, zumindest in den Gebieten, in denen die *Bellerophon*-Schichten nicht oder nur schwach entwickelt sind. Eine absolute Altersbestimmung an Uran-Mineralien des Grödener Sandsteins bestätigte diese Anschauung (loc. cit. 22, Kulp 1961).

Welche Stellungnahme erlauben nun die Fossilreste, über deren Auffinden hier zuvor berichtet wurde?

Es ist wieder davon auszugehen, daß vegetative Koniferenzweige des Paläo- und Mesozoikums, wenn sie nicht mazerierbar sind, überhaupt nicht anzusprechen sind. Die Heterophyllie vieler mesophytischer Gattungen und die große äußere Ähnlichkeit der Reste sind dafür die Ursache. Daher kommen auch in unserem Falle lediglich die fertilen Reste, d. h. in erster Linie die Fruchtzapfen für eine Altersaussage in Frage.

Die Arten der Gattung *Ullmannia* und *Voltzia hungarica* sind unserem Wissen nach charakteristische Formen des Oberperms. Für eine Zuordnung zum Unterperm, zum Rotliegenden, gibt es an der neuen Fundstelle dagegen keine Anhaltspunkte. Andererseits und obendrein beruhen die anderweitigen Bestimmungen von Pflanzen des Karbons und Rotliegenden teils ganz offensichtlich auf Fehlbestimmungen, teils sind sie *(„Lebachia", „Walchia")* aus obenangeführten Gründen sowieso nicht beweiskräftig, weil verschieden deutbar. Letzteres gilt auch für die „Calamiten"-

(Gümbel 1877, v. Klebelsberg 1946) und „*Pecopteris*"- (Leonardi 1948) Funde. Wieder ein anderer Teil (Leonardi 1967: 75/76) der erwähnten Fossilien — es handelt sich um Funde aus dem Grödener Tal — ist zwar fruktifizierend, aber noch nirgends hinreichend beschrieben worden. Ein fachmännisches Urteil darüber ist somit zu diesem Augenblick nicht möglich. Unverwechselbar unter den auch von Leonardi gebrachten vegetativen Fossilresten, und mir selbst vom Augenschein her bekannt, ist allein der unter *Baiera digitata* beschriebene Rest aus dem Bletterbach. Diese Ginkgophyte ist jedoch gerade eine typische Form des Zechsteins. Man vergleiche zusätzlich auch die kritischen Äußerungen von Van Hilten (1960: 22), der über die Bestimmungen der jüngsten Zeit u. a. schreibt: „reservation should be made . . .".

Abschließend läßt sich somit feststellen: Alle aus dem Grödener Sandstein stammenden, sicher bestimmbaren und ausführlich beschriebenen pflanzlichen Großreste sind solche des Oberperms. Da derzeit kein Grund vorliegt anzunehmen, daß die pflanzenführenden Lagen des Grödener Sandsteins verschieden alt sind, ergibt die Makro- wie die Mikroanalyse und feldgeologische Überlegung als Alter für jene Schichten: O b e r p e r m.

Tafelerläuterungen

Die in Klammern beigefügten Ziffern sind Inventarnummern der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München. (Sämtliche Aufnahmen M. Dressler, München.)

Tafel 17

Fig. 1: *Voltzia* sp., benadelte Zweige (1975 XIII 7), × 2.
Fig. 2: *Voltzia hungarica* Heer, benadelter Zweig höherer Ordnung (1975 I 96), × 2.
Fig. 3: *Ullmannia bronni* Goepp., Blättchen (1975 I 97 a), × 3.

Tafel 18

Fig. 1: *Voltzia hungarica* Heer, Fruchtzapfen (1975 I 100 b), × 2.
Fig. 2: *Masculostrobus* sp., männliche Blüte (1975 XIII 4 a), × 2.
Fig. 3: *Voltzia hungarica* Heer, Samenschuppe (1975 XIII 8 a), × 5.
Fig. 4: *Ullmannia* cf. *frumentaria* (Schloth.) Goepp., Fruchtzapfenrest (1975 XIII 3), × 5.
Fig. 5: *Masculostrobus* sp., Einzelsporophyll (1975 XIII 5 a), × 2.

Schriftenverzeichnis

Accordi, B. (1952): Resto di conifera nell'Anisico delle Dolomiti. — Riv. ital. Paleont. Strat., **58:** 59—60; Milano.

Accordi, B. (1958): Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zone di Redagno (Bolzano). — Ann. Univ. Ferrara, N. Ser., sez. IX, Sci. geol. miner., **3**: 37—47; Ferrara.

Accordi, B. (1959): Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. — Estudios geol., **15**: 1—17; Madrid.

Carta Geologica d'Italia 1 : 50 000, Fol. 017 (Bolzano). Firenze 1972 (Serv. Geol. d'Italia).

Clement-Westerhof, J. A. (1974): In situ Pollen from Gymnospermous Cones from the Upper Permian of the Italian Alps. — Rev. Palaeobot. Palynol., **17**: 63—73; Amsterdam.

De Boer, J. (1963): The Geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). — Geologica Ultraiectina, **11**: 1—178; Utrecht.

Dozy, J. J. (1935): Über das Perm der Südalpen. — Leid. geol. mededeel., **7**: 41—62; Leiden.

Florin, R. (1929): Über einige Algen und Koniferen aus dem mittleren und oberen Zechstein. — Senckenbergiana, **11**: 241—276; Frankfurt a. M.

Florin, R. (1945): Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms. VII — Palaeontographica, B, **85**: 457—654; Stuttgart.

Florin, R. (1964): Über *Ortiseia leonardii* n. gen. et sp., eine Konifere aus den Grödener Schichten in Alto Adige (Südtirol). — Mem. geopaleont. Univ. Ferrara, **1**: 1—11; Ferrara.

Geinitz, H. B. (1880): Nachträge zur Dyas I. — Mitt. Min.-Geol. u. Prähist. Mus. Dresden, **3**: 1—46; Kassel.

Grauvogel-Stamm, L. (1969): Nouveaux types d'organés reproducteurs mâles de Conifères du Grès à *Voltzia* (Trias inférieur) des Vosges. — Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **22**: 93—120; Strasbourg.

Grauvogel-Stamm, L. (1972): Révision de cônes mâles du „Keuper inférieur" du Worcestershire (Angleterre) attribués à *Masculostrobus willsi* Townrow. — Palaeontographica, B, **140**: 1—16; Stuttgart.

Grauvogel, L., Doubinger, J. & Grauvogel, L. (1967): Contribution à l'étude des Conifères du Trias inférieur (Grès à *Voltzia*): „Le cône mâle de *Voltzia* sp.". — C. R. Acad. Sci., **264**: 567—570; Paris.

Gümbel, W. (1873): Geognostische Mittheilungen aus den Alpen I. Das Mendel- und Schlerngebirge. — Sitz.-Ber. Acad. Wissensch., math.-phys. Cl., **1873**: 13—88; München.

Gümbel, W. (1877): Vorläufige Mittheilung über das Vorkommen der Flora von Fünfkirchen im sog. Grödener Sandstein Südtyrols (Ullmanniensandstein). — Verh. k. k. geol. Reichsanst., **1877**: 23—36; Wien.

Gümbel, W. (1879): Geognostische Mittheilungen aus den Alpen V. Die Pflanzenreste-führenden Sandsteinschichten von Recoaro. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **1879**: 1—53; München.

Heer, O. (1876): Ueber permische Pflanzen von Fünfkirchen in Ungarn. — Mitt. Jb. ung. geol. Anst., **5**: 1—18; Budapest.

Jung, W. (1976): Jahrmillionenalte Pflanzenreste am Fuße des Schlern. — Der Schlern, **50**: 50—51; Bozen.

Klaus, W. (1963): Sporen aus dem südalpinen Perm. — Jb. Geol. B.-Anst., **106**: 229—363; Wien.

Klebelsberg, R., v. (1928): Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — 362 S.; Berlin (Gebr. Borntraeger).

Klebelsberg, R., v. (1946): Aelteste Lebensspuren in Südtirol. — Der Schlern, **20**: 107—109; Bozen.

Kulp, J. L. (1961): Geologie Time Scale. — Science, **113**: 1105—1114; New York.

Leonardi, P. (1948): Contributi alla conoscenza della flora delle arenarie di Val Gardena (Permiano Medio-Inf.) dell'Alto Adige: La nuova Flora di Redagno e una felce di Egna. — Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **16**: 1—15; Padova.

Leonardi, P. (1955): Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali. — Boll. Soc. geol. Ital., **74**: 1—80.

Leonardi, P. (edit.) (1967): Le Dolomiti, I—II. — 1019 S.; Trento.

Leonardi, P. & C. Pan (1953): Flora continentale ladinica delle Dolomiti. — Mem. Ist. geol. Min. Univ. Padova, **18**: 1—22; Padova.

Mägdefrau, K. (1963): Die Gattungen *Voltzia* und *Glyptolepis* im Mittleren Keuper von Haßfurt (Main). — Geol. Bl. NO-Bayern, **13**: 95—98; Erlangen.
Mutschlechner, G. (1933): Cephalopodenfauna im Grödener Sandstein. — Verh. geol. B.-Anst., **1933**: 136; Wien.
Ogilvie Gordon, M. (1927): Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abh. geol. B.-Anst., **24** (1): 1—376; Wien.
Perwanger, L. (1946): Geologisch Beachtenswertes auf der Hochfläche von Radein. — Der Schlern, **20**: 362—370; Bozen.
Schenk, A. (1868): Ueber die Pflanzenreste von Recoaro. — Beneckes Geogn.-paläontol. Beitr., **2**: 69—87; München.
Schweitzer, H.-J. (1960): Die Makroflora des niederrheinischen Zechsteins. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **6**: 1—46; Krefeld.
Schweitzer, H.-J. (1963): Der weibliche Zapfen von *Pseudovoltzia liebeana* und seine Bedeutung für die Phylogenie der Koniferen. — Palaeontographica, B, **113**: 1—29; Stuttgart.
Stache, G. (1878): Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. — Jb. Geol. R.-Anst., **27**: 271—318; Wien.
Stache, G. (1878): Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. — Verh. Geol. R.-Anst., **1878**: 104—108; Wien.
Stonley, H. M. M. (1956): *Hiltonia*, a new plant genus from the Upper Permian of England. — Ann. Mag. Nat. Hist., **12**: 713—720; London.
Stonely, H. M. M. (1958): The Upper Permian Flora of England. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology, **3**: 295—337; London.
Vacek, M. (1894): Ueber die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. — Verh. k. k. geol. R.-Anst., **1894**: 431—446; Wien.
Van Hilten, D. (1960): Geology and Permian Paleomagnetism of the Val-di-Non Area. — Geologica Ultraiectina, **5**: 1—95; Utrecht.
Weigelt, J. (1928): Die Pflanzenreste des mitteldeutschen Kupferschiefers und ihre Einschaltung ins Sediment. — Fortschr. Geol. Palaeont., **6**: 395—592; Berlin.
Zigno, A., de, (1862): Sulle pianti fossili del Trias di Recoaro. — Mem. Ist. Veneto, **9**.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 249—256 München, 6. 7. 1977

Zanthoxylum wemdingense nov. spec. aus untersarmatischen Riessee-Ablagerungen

Von Hans-Joachim Gregor*)

Mit 3 Abbildungen und Tafel 19

Kurzfassung

1966 wurden beim Aushub der Kläranlage Wemding in wahrscheinlich untersarmatischen Tonen Pflanzenreste gefunden, die u. a. eine neue Rutaceen-Art erbrachten. Diese hier als *Z. wemdingense* nov. spec. bezeichnete Art hat hartschalige Samen mit rugoser Oberfläche, die mit denen der heute in Asien (Himalaya, China, Japan, Korea, Taiwan, Philippinen) lebenden *Z. alatum* Roxb. zu vergleichen sind. Die fossile Art kann im Vergleich mit weiteren fossilen Formen aus verschieden alten Ablagerungen morphogenetisch dargestellt werden, indem sie zwischen der Rezentform *Z. alatum* und fossilen Arten der Gattung *Rutaspermum* Chandler vermittelt.

Da *Z. alatum* z. T. heute in einem speziellen „Steppe Forest" des Himalayas vorkommt, kann dem fossilen Klimatypus, den Jung (in Bolten, Gall & Jung 1976: 81—83) annahm, also einem arid getönten Cfa-Klima, voll zugestimmt werden. Es sind daher Niederschlagsmengen unter 1000 mm/Jahr und eine mittlere Jahrestemperatur von 10—15° C im Unter-Sarmat zu erwarten.

Abstract

In 1966 plant bearing clays (Lower Sarmatian) have been found in an open pit (Klärgrube) near Wemding in the Ries. Among these fossils has been a new species of the Rutaceae, i. e. *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec. The hard seeds have a rugose surface and can be compared with the recent species *Z. alatum* Roxb. of Asia (Himalaya, China, Japan, Korea, Taiwan, Philippines). The fossil species represents an intermediate morphogenetic form between the recent *Z. alatum* and other fossil species of the genus *Rutaspermum* Chandler as an „ancient stock".

Today *Z. alatum* partly lives in a special himalayan „Steppe Forest". Therefore the fossil form indicates an arid Cfa-type climate, as has been suggested by Jung (in Bolten, Gall & Jung 1976: 81—83). An average annual temperature of 10—15° C and an average annual precipitation of less than 1000 mm can be expected for the Lower Sarmatian climate.

*) Dr. H.-J. Gregor, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

1. Einleitung 250
2. *Zanthoxylum* Linné 250
2.1 *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec. — Artdiagnose 251
2.2 Rezentvergleich 252
2.3 Fossilvergleich 252
2.4 Geographische, soziologische und klimatologische Hinweise 253
3. Morphogenetischer Überblick 253
4. Schriftenverzeichnis 255

1. Einleitung

Wie Bolten, Jung & Gall (1976: 75) mitteilen, kam 1966 bei der Anlage der Klärgrube Wemding/Nördlinger Ries eine reiche, obermiozäne Flora und Fauna zu Tage. Aus diesen untersarmatischen Tonen stammen einige Samen, die von Jung (ibid.: 83) als *Zanthoxylon* nov. spec. bezeichnet wurden.

Die Gattung, ebenso wie die beiden anderen — *Ruppia* und *Cladiocarya* — wurden als taxonomisch interessante Formen erwähnt.

Die beiden letzteren werden bei näherer Bearbeitung die bisher gewonnenen Erkenntnisse sicher stützen und erweitern.

2. Zanthoxylum Linné (incl. Fagara Linné)

Obwohl Engler (1931: 215) die beiden Gattungen *Zanthoxylum* und *Fagara* im Sinne Linnés wieder aufteilt, wird bei der hier besprochenen neuen Art nur die Gattung *Zanthoxylum* L. benannt, da keine Blüten zur Unterscheidung vorliegen.

Fagara L. wird demnach hier als Subgenus aufgefaßt (vgl. auch Schneider 1912: 118).

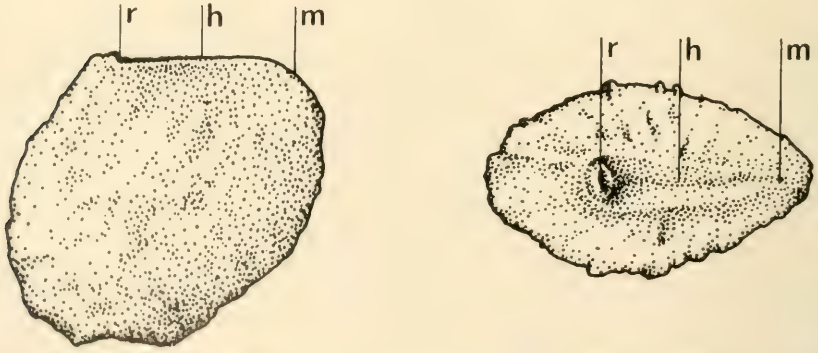


Abb. 1: *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec. — Untersarmat, Wemding/Nördlinger Ries. Holotypus 1966 XL II 8, mit Hilum (h), Raphe (r) und Mikropyle (m); links von der Seite, rechts von oben. × 10.

2.1 Artdiagnose

Zanthoxylum wemdingense nov. spec.

Tafel 19, Abbildung 1—5

Zanthoxylum nov. spec. — Bolten, Gall & Jung 1976: 80

Diagnose: Samen bis 4 mm lang und 3 mm breit, dickschalig, semianatrop und schiffchen- bis sackförmig. Das Hilum verläuft gerade bis leicht gebogen und hat apikal-ventral die Mikropyle; basiventral beginnt der wenig prominente Raphekanal, der zur Chalaza führt (vgl. Abb. 1).

Der Querschnitt der Samen ist sack- bis oval-eiförmig; in Richtung Hilum wird die, sonst mit einem unregelmäßigen warzigen Muster bedeckte Schale von dorsal nach ventral glatter. Die Oberfläche der Schale zeigt große, äquiaxiale Zellen. Die Dehiszenz erfolgt entlang des größten Umfanges und ergibt zwei symmetrische Samenhälften. Die größte Ähnlichkeit liegt mit der rezenten *Z. alatum* Roxb. aus Asien vor.

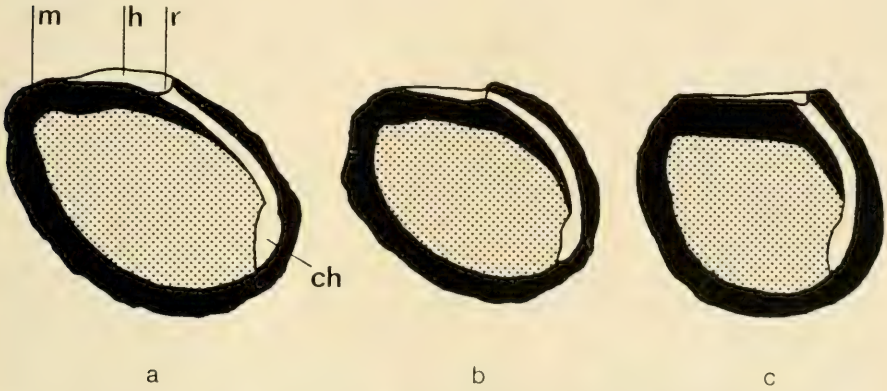


Abb. 2: Schematische Längsschnitte durch Samen von *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec.; (schwarz = Samenschale; grau = Samenfach) Hilum (h), Raphe (r), Mikropyle (m), Chalaza (ch) a, 1966 XLII 9; b, 1966 XLII 10; c, 1966 XLII 7.

Die Variabilität dieser fossilen Art zeigt sich ebenso wie bei der rezenten *Z. alatum* Roxb. in einer Stauchung und Verrundung der Endokarpien entlang der absoluten Längsachse, wobei die Raphe von basiventral nach basal verlegt wird (vgl. Abb. 2).

Typ: Samen.

Größe: L = 3,5—4,1 mm; L_M = 3,9 mm; B = 3,0—3,8 mm; B_M = 3,3 mm.

Locus typicus: Wemding im Ries.

Stratum typicum: Tonmergel, Untersarmat.

Derivatio nominis: von der Stadt Wemding im Ries; beim Bau der Kläranlage wurden die fossilen Reste gefunden.

Inv. Nr.: Holotypus: 1966 XLII 8

Isotypen: 1966 XLII 7, 9—14

Die hartschaligen Fossilien aus dem Obermiozän sind nicht sehr häufig, aber meist gut erhalten aufgefunden worden.

2.2 Rezentvergleich

Bei einem eingehenden Rezentvergleich fiel auf, daß die meisten Arten kleinere, regelmäßigere und z. T. glattere Samen aufweisen. *Z. americanum* Mill. ist ähnlich dickschalig, aber ziemlich glatt; *Z. piperitum* (L.) Dc. hat kleinere und rundere Samen mit wabenartigem Muster. *Z. bungei* Planch. (= *Z. simulans* Hance) hat glattere, rundere und mit regelmäßigem Muster versehene Samen. Am besten paßt *Z. alatum* Roxb. mit dickschaligen, rauhen, aber etwas kleineren Samen, die sehr variabel ausgebildet sind; *Z. ailanthoides* S. & Z. kommt wegen der stark basalen Lage der Raphe zum Vergleich nicht in Frage. Die Gattung zeigt nach Li (1952: 391) die Asa-Gray Disjunktion.

2.3 Fossilvergleich

Fossile Reste dieser Gattung wurden schon öfters beschrieben, so z. B. Blätter von Öhningen und Rott (Heer 1859: 85; Weyland 1948: 130), aber auch aus dem chinesischen Miozän (Hu & Chaney 1940: 77). Samen wurden aus dem Oligozän Englands (Chandler 1925: 26—28; 1961: 123; 1963: 93—96) dem Miozän der Oberpfalz (Gregor 1975a: 122; 1975b: 122—123) und aus dem Pliozän von Japan (Miki 1937: 318) mitgeteilt. Auch aus dem Sarmat Moldaviens (Negru 1972: 118, 119) und aus dem Torton der süddeutschen Molasse (Autobahnbau Ulm, unveröff.) liegen einige Samenreste dieser Gattung vor. Der Tagebau Zukunft-West bei Eschweiler erbrachte ebenfalls gut erhaltene Fossilien einer Art, die möglicherweise mit der aus Oder II (Gregor 1975b: 122) identisch ist (Material in Bearbeitung J. v. d. Burgh, Utrecht, Niederlande).

Fast alle erwähnten Fossilien können nicht mit der neuen Art aus dem Ries verglichen werden, sondern haben z. T. eindeutige Beziehungen zur rezenten Art *Z. ailanthoides* S. & Z. aus Japan. Nur die *Z. rugosum* aus Moldavien (Negru 1972: 118) wird mit *Z. americanum* Mill. aus Nord-Amerika verglichen, wobei der Verf. allerdings der Meinung ist, daß dieser Vergleich abzulehnen und auf *Z. piperitum* (L.) Dc. aus Japan zu übertragen ist.

Die folgende Zusammenstellung bringt einen Vergleich einiger fossiler *Zanthoxylum*-Arten im Hinblick auf unsere neue Form:

Arten	Form	Hilum Raphe	Skulptur	Größe (mm)	Geol. Alter
Zanthoxylum hordwellense Chandler Chandler 1961: 123	rundlich schiffchenförmig	gekrümmt basal	netzartig rugos	2,2—4,5 × 2,2—3,5	Oligozän
Zanthoxylum ailanthiforme Gregor Gregor 1975: 122	schiffchenförmig	gekrümmt basal	netzartig rugos	3,2—3,7 × 2,0—2,8	Mittelmiozän
Zanthoxylum ailanthoides S. & Z. Miki 1937: 318	schiffchenförmig	gekrümmt basal	netzartig	2,5—2,8 × 2,2—2,8	Pliozän

Arten	Form	Hilum Raphe	Skulptur	Größe (mm)	Geol. Alter
Zanthoxylum rugosum Negru Negru 1972: 118	sack-förmig	gerade basi-ventral	rugos warzig	2,6—3,6 × 2,2—2,6	Ober-miozän Sarmat
Zanthoxylum wemdingense nov. spec.	sack-förmig	gerade basi-ventral	rugos warzig	3,5—4,1 × 3,2—3,8	Ober-miozän Sarmat

2.4 Geographische, soziologische und klimatologische Hinweise

Die rezente *Zanthoxylum alatum* Roxb. ist nach Li (1963: 385) im Himalaya (Nepal, Khasia), in China (Yünnan), Japan, Korea, den Philippinen und auf Taiwan (Formosa) verbreitet. Gerade Taipeh, wo die rezente Art wachsen soll, ist nach Li (ibid.: 6) der kälteste Ort im Winter und der heißeste im Sommer.

Als Klimadaten gibt dieser Autor eine mittlere Januartemperatur von 15,2° C, eine mittlere Julitemperatur von 28,2° C und eine mittlere jährliche Regenmenge von 430 cm an.

Champion & Seth (1968: 325) erwähnen die Art aus dem Dry broadleaved and coniferous Forest *(Quercus ilex — Pinus gerardiana;* Typus IV 13 C1), einer speziellen Art des „Montane Temperate Forest". Dieser auch als „Steppe Forest" zu charakterisierende Waldtyp finden sich in trockenen Himalaya-Tälern zwischen 1600 und 2400 m NN. Als Klimadaten (ibid.: 322, 323) sind eine mittlere jährliche Temperatur von 5,8 und 16,8° C und eine jährliche Regenmenge von 83 und 798 mm zu nennen.

Wang (1961: 97) gibt als Daten für den „Mixed Mesophytic Forest", in dem die Gattung ebenfalls vertreten ist, eine mittlere Jahrestemperatur von 11—16° C und eine jährliche Regenmenge von 1000—1500 mm an.

Als Fazit möge die Annahme eines mehr arid getönten Cfa-Klimas gelten mit einer jährlichen Regenmenge wahrscheinlich unter 1000 mm und einer mittleren Jahrestemperatur von 10—15° C. Die Sommer- und Winterzeiten sind vermutlich krasser gewesen, als dies im europäischen Mittel-Miozän der Fall war.

Dies steht gut im Einklang mit den Ergebnissen, zu denen Jung (in Bolten, Gall & Jung 1968: 81—83) gelangt.

3. Morphogenetischer Überblick

Die morphogenetische Abwandlung der verschiedenen *Zanthoxylum*-Arten zeigt die folgende Abbildung 3, wobei natürlich Vereinfachungen nicht zu vermeiden sind. Die einzelnen Arten sollen hier nochmals kurz mit Vorkommen, Alter und Literaturangabe präzisiert werden.

Zanthoxylum ailanthoides S. et Z.: rezent; Japan, China
Zanthoxylum alatum Roxb.: rezent; Himalaya, SE-Asien
Zanthoxylum americanum Mill.: rezent; N-Amerika

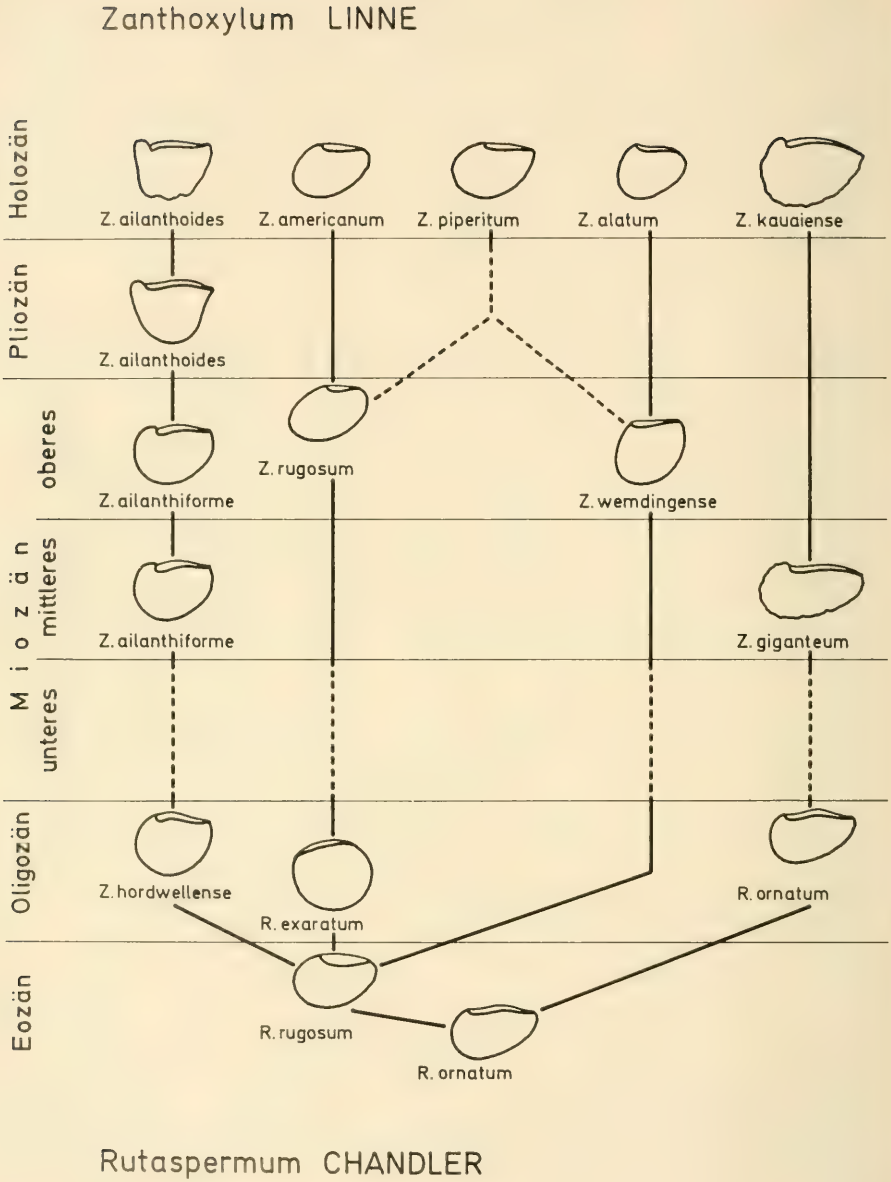


Abb. 3: Morphogenie verschiedener *Zanthoxylum*- und *Rutaspermum*-Arten.

Zanthoxylum kauaiense Gray: rezent: Honolulu
Zanthoxylum piperitum (L.) Dc.: rezent; Japan
Zanthoxylum ailanthoides S. et Z.: Pliozän, Japan; Miki 1937: 318, Fig. 7 C a—c (als *Fagara ail.* Engler bezeichnet)
Zanthoxylum ailanthiforme (Gregor) nov. comb.: Torton, Langenau b. Ulm, n. n. veröff.
Zanthoxylum ailanthiforme (Gregor) nov. comb.: Mittel-Miozän, Tgb. Oder II, BBI, Schwandorf; Gregor 1975b: 122, 123, Taf. 6, Fig. 5a, b (als *Rutaspermum ailanthiforme* bezeichnet)
Zanthoxylum giganteum (Gregor) nov. comb.; Mittelmiozän, Tgb. Oder und Brückelholz, BBI, Schwandorf; Gregor 1975b: 120, 121, Taf. 6, Fig. 3a, b; 4a, b (als *Rutaspermum giganteum* bezeichnet)
Zanthoxylum rugosum Negru: Frühes Sarmat, Moldavien, UdSSR; Negru 1972: 118, 119, Abb. 30, Taf. 23, Fig. 47
Zanthoxylum hordwellense Chandler; Oligozän, Hordle, England; Chandler 1961: 123, Taf. 26, Fig. 63, 64
Rutaspermum exaratum (Heer) Chandler: Oligozän, Lower Headon Beds, Bovey, England; Chandler 1957: 102; 1963, Taf. 15, Fig. 1, 2
Rutaspermum ornatum (Chandler) Chandler; Oligozän, Hordle, England; Chandler 1961: 126, Taf. 26, Fig. 68, Taf. 27, Fig. 69—71
Rutaspermum rugosum Chandler: Ober-Eozän, Bournemouth, England; Chandler 1963: 94—96, Taf. 15, Fig. 4—15
Rutaspermum ornatum (Chandler) Chandler; Eozän, Geiseltal, DDR; Krumbiegel 1968: 62 (n. eig. Überprüfung d. Verf. zu *R. ornatum* gehörig)

Die neue *Z. wemdingense* ist als Vorläufer von *Z. alatum* gut geeignet; Beziehungen zu der *Z. rugosum* aus Moldavien ergeben sich aus der Gemeinsamkeit mit dem „ancient stock" der verschiedene *Rutaspermum*-Arten enthält. Diese letztere Gattung wandelt sich im Laufe der Morphogenie um und stellt sich dann als *Zanthoxylum* dar. Aus dem Untermiozän fehlen bisher leider alle Belege.

4. Schriftenverzeichnis

Bolten, R., Gall, H. & Jung, W. (1976): Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). — Geol. Bl. NO-Bayern, **26** (2): 75—94; Erlangen.

Champion, H. G. & Seth, S. K. (1968): A revised survey of the forest types of India. — 402 S., 102 Taf.; Delhi.

Chandler, M. E. J. (1925): The Upper Eocene Flora of Hordle, Hants. 1. — Monogr. Palaeont. Soc. London, **1**: 32 S., 4 Taf.; London.

Chandler, M. E. J. (1961): Flora of the Lower Headon Beds of Hampshire and the Isle of Wight. — Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.), Geol., **5** (5): 91—158, Taf. 24—30; London.

Chandler, M. E. J. (1963): The Lower Tertiary Floras of Southern England — 3. Flora of the Bournemouth Beds, the Boscombe and the Highcliff Sands. — XI + 169 S., 25 Taf., Brit. Mus. (Nat. Hist.); London.

Engler, A. (1931): Rutaceae. in Engler & Pranti: Die natürlichen Pflanzenfamilien **19a**. — 2. rev. Aufl.; Leipzig.

Gregor, H.-J. (1975a): Die Rutaceen aus dem Mittel-Miozän der Oberpfälzer Braunkohle. — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **13**: 119—128, 8 Abb.; Frankfurt a. M.

Gregor, H.-J. (1975b): Die mittelmiozäne Mastixioideen-Flora aus dem Braunkohlen-Tagebau Oder II bei Wackersdorf (Oberpfalz). — Inaug.-Diss. Univ. München, 249 S., 10 Taf., 68 Abb., 15 Tab.; München.

Heer, O. (1849): Die tertiäre Flora der Schweiz, Bd. III, 378 S., 56 Taf.; Winterthur.

Hu, H. H. & Chaney, R. W. (1940): A Miocene Flora from Shantung province, China. — Palaeont. Sinica, N. S. A **1**: 140 S., 55 Taf.; Chunking.

Krumbiegel, G. (1968): Das Geiseltal. — Dt. Ges. Geol. Wiss., Fachverb. Paläont., 114 S.; Berlin.

Li, L.-L. (1952): Floristic relationship between Eastern Asia and Eastern North America. — Trans. Amer. Phil. Soc., N. S., **42**: 371—429, 56 Karten; Philadelphia.

Li, H.-L. (1963): Woody Flora of Taiwan. — Morris Arb. Univ. of Pennsylvania, 974 S., 371 Fig.; Philadelphia.

Miki, S. (1932): Plant fossils from the Stegodon Beds and the Elephas Beds near Akashi. — Jap. Journ. Bot., **8** (4): 303—341, 2 Taf., 11 Fig.; Tokyo.

Negru, A. G. (1972): Die frühsarmatische Flora des südöstlichen Moldaviens. — Akad. Nauk Moldav. SSR., Bot. Garten, 169 S., 32 Taf., Hrsg. Shtiintsa, Kishinev.

Schneider, C. K. (1912): Illustriertes Handbuch der Laubholzkunde II. — 1070 S., Jena.

Weyland, H. (1948): Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiär-Flora: VII. — Palaeontographica, B, **88**: 113—186, Taf. 18—23, 14 Abb.; Stuttgart.

Wang, Ch.-W. (1961): The Forests of China with a survey of grassland and desert vegetation. — Maria Moors Cabot Found. Publ. Ser., **5**: 313 S., 22 Tab., 78 Fig.; Cambridge (Harvard Univ.).

Tafelerläuterung

Tafel 19
alle Figuren × 10

Fig. 1—5: *Zanthoxylum wemdingense* nov. spec., Unter-Sarmat, Wemding/Nördlinger Ries

1: Holotypus 1966 XLII 8
   a, von der Seite, Raphe links gelegen
   b, von oben, Hilumansicht mit links gelegener Raphe
2: Inv. Nr. 1966 XLII 11
   a, von der Seite
   b, von oben
3: Inv. Nr. 1966 XLII 9
   a, von außen, Raphe links gelegen
   b, Fachansicht, Chalaza links gelegen
4: Inv. Nr. 1966 XLII 10
   a, von außen, Raphe links gelegen
   b, Fachansicht, Chalaza links gelegen
5: Inv. Nr. 1966 XLII 7
   a, von außen, Raphe rechts gelegen
   b, Fachansicht, Chalaza rechts gelegen

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. 17 257—277 München, 6. 7. 1977

Fossil-Vergesellschaftungen Nr. 58[1])

Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenberg/Tirol

Von Dietrich Herm*)

Mit 5 Abbildungen

Kurzfassung

Die Regressionsfolge der Gosauserie im Becken von Brandenberg läßt sich in eine Addition von mehr oder weniger vollständig erhaltenen rezessiven Hemizyklen auflösen. Dokumentiert wurde bevorzugt nur die regressive Abfolge; das transgressive Geschehen wirkte meist erosiv.

Der hier erfaßte ehemalige, oszillierende Ablagerungsbereich erstreckte sich vom vollmarinen Rudistenriff bis zum Süßwasser-Sumpf. Durch signifikante Fossilvergesellschaftungen konnte die Normal-Abfolge der Biofaziesbereiche rekonstruiert werden (vom marinen zum limnischen:)

a) *Hippurites*-Korallen und *Radiolites-Ostrea* Vergesellschaftung; b) *Radiolites-Trochactaeon* und *Trochactaeon-Cucullaea*Vergesellschaftung; c) *Nerinea*-Vergesellschaftung; d) *Polymesoda-Glauconia* Vergesellschaftung; e) *Pyrgulifera-Melanopsis* Vergesellschaftung; f) *Unio*-Vergesellschaftung.

Eine Korrelation der einzelnen Profile anhand der Hemizyklen ist weder nach Zahl, Mächtigkeit oder Ausbildung möglich, da in diesem Übergangsbereich sowohl Sedimentation wie Erosion während der einzelnen Oszillationen diachron abliefen.

Abstract

The regressive sequences of the „Gosau-Beds" consistently form asymetrical cyclothems. The transgressive phases are usually not preserved, due to their erosive character. The regressive facies inturn have been documented more or less completely.

---

[1]) Nr. 57 siehe Becker, G. & Sanchez de Posada, L. C.: Palaeontographica, Abt. A., 1977 (im Druck).

*) Prof. Dr. D. Herm, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

The complete oscillations range from rudist frameworks (reefs) to freshwater swamps. Using faunal analysis significant fossil assemblages could be assigned to each biofacies:

a) *Hippurites*-coral and *Radiolites-Ostrea* Assemblages; b) *Radiolites-Trochactaeon* and *Trochactaeon-Cucullaea* Assembl.; c) *Nerinea*-Assembl.; d) *Polymesoda-Glauconia* Assembl.; e) *Pyrgulifera-Melanopsis* Assembl.; f) *Unio* Assembl.

The events of the regressive hemicycles can rarely be correlated between the different sections, because sedimentation or erosion affected the different parts of these marginal environments diachronously.

Einleitung

Im Gebiet von Brandenberg, zwischen dem Sonnwendgebirge und dem Pendling bei Kufstein, transgredierte das Oberkreidemeer im Ober-Coniacium/Unter-Santonium nach den großen, für das Kalkalpin entscheidenden prägosauischen Faltungen auf die Trias- und Jura-Folgen der „Lechtal-Einheit" (Ampferer 1921, Schulz 1952, Fischer 1964).

Im südlichen Bereich (Brandenberg, Aschau, Mühlbach) erreichte die Sedimentation rasch eine neritische und pelagische Fazies (Kalkmergel mit reichen pelagischen Foraminiferen-Faunen; Fischer 1964) während im Norden und Osten (Weißach-Bach, Krumbach, Nachbergalm, Oberberg) eine Sedimentation im Schelf und sublitoralen Flachwasserbereich vorherrschte.

Beide Gebiete wurden durch spätere, raumverengende Tektonik (z. B. Guffert-Kegelhörndl-Gewölbe: Fuchs, 1944; Ampferer, 1921) näher einandergerückt.

Nur im nördlichen Gebiet ist die Regression dieser Gosau-Abfolge, beginnend im Santonium und bis in das Untercampanium reichend, (Ampferer & Ohnesorge 1909; Schenk 1972), erhalten geblieben.

Mit dieser Regression, die durch eine, terrestrisch entstandene, grobe Hauptdolomit-Brekzie abgeschlossen wird, ist die marine Oberkreidesedimentation für dieses Gebiet beendet. Dies stellt eine Besonderheit dar, da in den meisten benachbarten Gosau-Becken (Eiberg, Kössen, Reichenhall, Becken von Gosau) zu dieser Zeit eine weitere, intensive Eintiefung der Becken und eine, auf die Ränder übergreifende Ausdehnung der Sedimentation einsetzte (vgl. Oberhauser 1963, 1968; Butt 1976).

Das Geschehen der Gesamt-Regression im Brandenberger Gebiet konnte durch diese Untersuchungen aufgelöst werden in eine Reihe von Einzelvorgängen, in Regressionsfolgen, die jeweils wieder durch kleine Transgressionen des Meeres unterbrochen wurden, die insgesamt im Verlauf der Zeit in ihrer Intensität abnehmen. Aus epirogenetischen Bereichen sind solche Schwankungen durch die dadurch entstehenden Zyklotheme in ihrer Sedimentations- und Biotop-Abfolge bestens bekannt geworden. Es sei hier auf das Ruhrkarbon mit den entscheidenden Bearbeitungen der Regressions- und Transgressionsfolgen (Jessen, Kremp, Michelau 1952, Rutten 1952, Lombard 1952, Böger 1966, Fiege 1952, 1964) verwiesen. Im Gegensatz zu diesem Ablagerungsregime ist die Oberkreidesedimentation im kalkalpinen Bereich eingebaut in das synorogene Geschehen mit „ruckartigen" Bewegungen.

Bei der Definition des Begriffes „Gosau" spielt dieser Aspekt eine wichtige

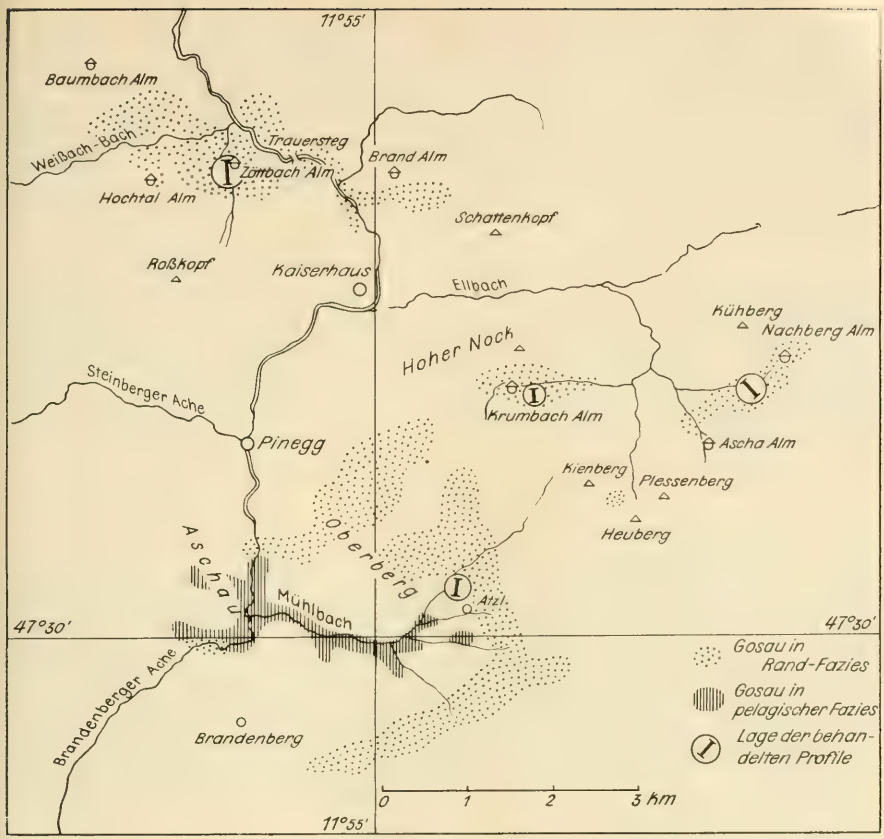


Abb. 1: Gosauvorkommen im Gebiet von Brandenberg und Lage der behandelten Profile.

Rolle (Tollmann 1976, S. 406). So ist die Fragestellung reizvoll: Wieweit prägen sich die speziellen Bedingungen dieses synorogenen Geschehens in den Sedimentfolgen auch im kleinen Maßstab ab?

Bei den Untersuchungen stellte sich heraus, daß die Kleinschwankungen zwischen marinen und limnischen Bedingungen im Gegensatz zu den erwähnten epirogenetischen Bereichen fast nur azyklisch dokumentiert sind. So stellt sich die Frage: Welche Abschnitte solcher Fazies-Abfolgen, die über einen definierten Punkt, bzw. ein Vertikal-Profil abgelaufen sind, bleiben erhalten, bzw. welche Abschnitte eines kontinuierlichen Geschehens wirkten erosiv und verhinderten die Dokumentation?

Diese Untersuchungen über die Verschiebungen von Biotopen in Raum und Zeit waren fest integriert im Gesamtkonzept des Teilprojektes „Fossil-Vergesellschaftungen" des Sonderforschungsbereiches 53 „Palökologie" an der Universität Tübingen. Während in anderen Vorhaben des Teilprojektes großräumige und zeitlich längerfristige Verschiebungen im geosynklinalen Geschehen zur Untersuchung kommen (vgl. Kullmann & Schönenberg 1975) werden hier die Sukzessionen von Extrem-Biotopen im labilen Übergangsbereich Meer —

Lagune — Land im kleinen Maßstab, sowohl lateral wie vertikal herangezogen um einen speziellen Typ der Abfolge zu erkennen und etwaige Lückenhaftigkeiten in der Dokumentation nachzuweisen.

Die alpine Gosau wurde außer der erwähnten speziellen Stellung im synorogenen Geschehen gewählt, da hier eine vielfältige Mollusken-Fauna vorliegt, gute Vergleichsmöglichkeiten mit ähnlichen Biotop-Abfolgen zu anderen Gebieten (z. B. Harzvorland, Mertin 1939) bestehen, faunistische Direktvergleiche auf Gattungs-Ebene zu Tertiär-Faunen und bis zum Rezenten möglich sind und schließlich bereits einige moderne paläontologisch-taxonomische Arbeiten zu Gosau-Fossilien vorliegen (Kollmann 1965, 1967, Schenk 1970, 1972).

Mein Dank gilt den zahlreichen Mitarbeitern bei den langwierigen und z. T. schwierigen Bergungs- und Auswertungsarbeiten des Fossilmaterials, ferner besonders den Kollegen Dr. O. Hölzl, Hausham, Prof. E. Kauffman, Washington, Dr. A. Liebau, Tübingen, Dr. V. Schenk, Frankfurt, Dr. R. Thomas, Lancaster Pa., und Prof. A. Seilacher, Tübingen, die durch Diskussionsbemerkungen zur Sedimentologie oder zum Fossilmaterial mir sehr geholfen haben. Das Fossilmaterial wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter der Nummer 1970 XVII aufbewahrt.

Methoden

Die Profilaufnahme erfolgte entlang von Bachanrissen und angelegten Schürfen. Die Lithologie und die Gesamtfauna (inklusive der Mikrofauna > 0,1 mm) wurden bei rasch wechselnder Ausbildung in Einheiten von 5 cm, bei gleichförmiger Lithologie im dm-Abstand erfaßt. Bei kalkigem Gestein und sehr fossilreicher Ausbildung wurde im senkrechten Anschnitt entlang einer „Richtlinie" („hingeline": Johnson, 1960) von 3—5 m Länge, bankparallel eine Auszählung der Fossilien und eine Einmessung ihrer Lage und Orientierung, durchgeführt.

Bei der Analyse zur Trennung der allochthonen von den autochthonen Elementen wurden an Kriterien verwendet:

Lagebeziehungs im Sediment: Lebendstellung (Stanley, 1970);

Doppelklappigkeit bei Bivalvia; Epökenbewuchs;

Erhaltungszustand: Erhalt des Mündungsrandes bei Gastropoda, Abrieb der Schloßregion bei Bivalvia durch Schleiftransport; Facettierung;

Größenhäufigkeitsverhältnisse (juvenil/adult): Größensortierungen mit selektiv bevorzugten Größenintervallen, die von der normalen Größen-Häufigkeitskurve lebender oder toter in situ-Vergesellschaftungen abweichen; solche Assoziationen sind durchwegs ein wichtiger Hinweis auf Transport (vgl.: Boucot 1953, Olson 1957, Craig & Hallam 1963).

Zur Deutung und zur Kontrolle des ehemaligen Lebensraumes wurde die Untersuchung der Sedimente mit einbezogen. In den klastischen Sedimenten wurden Korngröße und Schichtgefüge mit rezenten Daten (Reineck, Dörjes, Gadow & Hertweck 1968; Reineck et al. 1970; Reineck 1976) verglichen. An karbonatischen Gesteinen wurde mit Hilfe der Mikrofazies-Analyse versucht, das Ablagerungs-Milieu in bezug auf Wasserbewegung („energy-index" im Sinne von Folk, 1962; Plumley, Risley, Graves & Kale 1962) zu bestimmen. Zur weiteren Biofazies-Analyse wurden nur die als autochthon erkannten Faunenelemente verwendet; die relativen Häufigkeiten der allochthonen Elemente gaben Hinweise auf benachbarte, oder in der Sukzession folgende, d. h. durch Bioturbation in tiefere Lagen verwühlte Vergesellschaftungen.

Für jeden einzelnen Probenabschnitt (Lage) wurde eine relative Häufigkeitsabfolge der einzelnen Gattungen, bzw. Arten bezogen auf die Gesamtzahl der in der jeweiligen Lage geprobten Individuen erstellt. Die einzelnen Rangfolgeplätze (bezogen auf die Häufigkeit) wurden in den verschiedenen Niveaus verglichen. Hierbei erwies sich die Erstellung eines mittleren Rangfolgewertes („mean rank abundance"), vorgeschlagen von WALKER & BAMBACH (1974), als nützlich. Es zeigte sich, daß gewisse taxonomische Einheiten immer gekoppelt in gleichen oder sehr ähnlichen Lithofazies-Bereichen auftreten.

Aus dem sedimentologischen Befund und aus der ökologischen Signifikanz der Dominant-Formen, (z. T. aus der Literatur, z. T. aus Rezent-Analogie ermittelt) wurden die ausgeschiedenen Schichteinheiten ehemaligen Ablagerungsbereichen zugeordnet. Als Kriterien der Unterscheidung wurden Bewegtwasser-Ruhigwasser und die Salinitätsabstufungen marin-brackisch-limnisch eingesetzt. Die namengebenden Organismengruppen sind meist nicht identisch mit den im ehemaligen Biotop auftretenden Charakterarten. I. Ordnung, so wie es die biologische Erfassung einer benthischen Vergesellschaftung nach dem PETERSEN-Konzept (vgl. THORSON, 1957; SANDERS 1968; DÖRJES, 1971; PARKER, 1975; KAUFMANN & SCOTT, 1976) vorschreibt.

Es handelt sich bei der hier aufgezeigten Fauna um Häufigkeitsformen einer Rest-Gemeinschaft, die in den jeweiligen Sedimenten durch biostratonomische und diagenetische Verfälschungen am wenigsten beeinflußt wurde und ferner durch spezielle, morphologische, typspezifische Merkmale eine gewisse Autochthonie garantieren. Als besonders positiv in diesem Sinne erwies sich u. a. Dickschaligkeit, hoher Kalzitanteil in der Primärschale, kräftiger Schloßbau als Schutz vor Disartikulation, geschützte Lebensweise im Sediment. Lebensspuren, in-situ gewachsene, organogene Karbonat-Strukturen (Algenlagen), Epökien, Durchwurzelungen und Elemente der Mikrofauna, wie geschlossene Schalen von Ostracoden gaben weitere Hinweise auf die ehemaligen Biotop-Verhältnisse.

Fossilvergesellschaftungen und Biofaziesbereiche

Die Fossil-Vergesellschaftungen, die bestimmten Lithotopen zugeordnet wurden, sind in sich heterogen. Die ausgeschiedenen, namengebenden Charakter-Formen I. Ordnung (vgl. rezente Biofazies-Zonierungen bei DÖRJES 1971) müssen nicht immer die Dominat-Formen sein. Selbst bei einem Fehlen von Charakter-Formen I. Ordnung sind noch Fazies-Hinweise aus Charakterformen II. Ordnung zu erhalten. Die Fossilvergesellschaftungen treten meist in den Vertikalprofilen in gekoppelten Abfolgen auf. Nur ausnahmsweise (z. B. Nachbergalm) erlauben die Aufschlußverhältnisse einen lateralen Übergang von Biofaziesbereichen zu verfolgen. Eine scharfe Abgrenzung von Biofaziesbereichen gegeneinander ist nicht der Regelfall; mehr oder weniger breite Übergangs- oder Mischzonen verbinden, wie auch im Rezenten (vgl. SANDERS, 1968; PARKER 1975) die Assoziationen, besonders dort, wo exogene, rasch wechselnde Einflüsse grundlegende Ökofaktoren temporär verändern, so z. B. grobkörnige Schüttungen unterhalb der Schwallzone nach starken Seegangsperioden (vgl. Rezentstudien: WARME 1971; EINSELE, ELOUARD, HERM, KÖGLER & SCHWARZ 1977). Im fossilen Bereich sind die Grenzen noch fließender

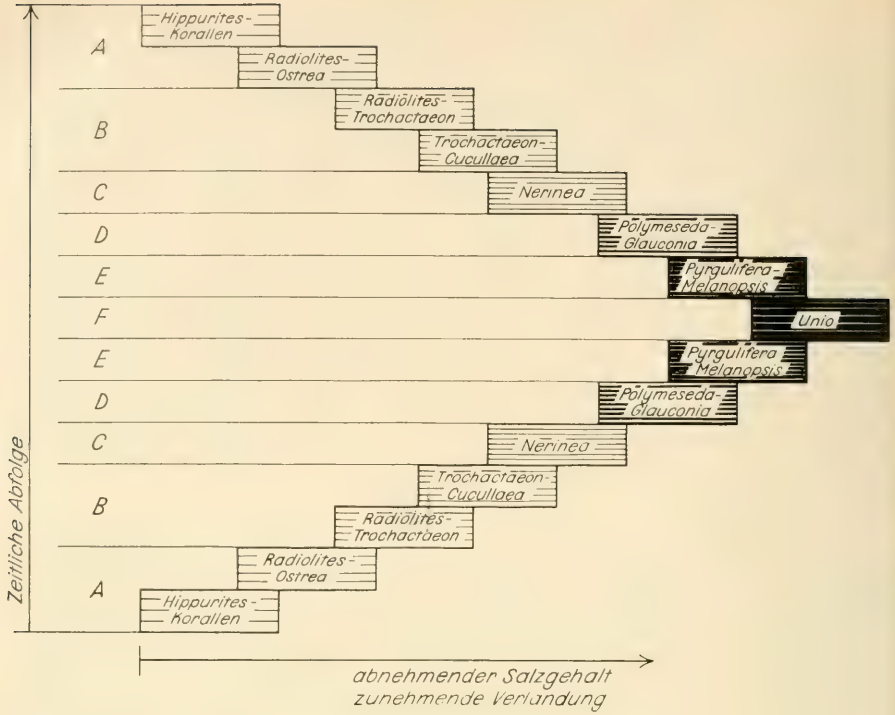


Abb. 2: Signifikante Fossilvergesellschaftungen, rekonstruiert aus autochthonen Faunenelementen der verschiedenen Profile; angeordnet in einem kompletten Zyklothem vom vollmarinen bis zum lagunären-limnischen Bereich im Verlauf einer Regression (A—F) und einer Transgression (F—A).

wegen der biostratonomischen Durchmischung und des Verlustes an skelettlosen Charakter-Formen (Böger 1964).

Einzelne Gemeinschaften bilden bei leicht veränderter Faktoren-Konstellation (Faktoren, die nicht Salinitäts- oder Tiefenrelevant zu sein brauchen und sich auch im Sediment nicht widerspiegeln) lokale Vertreter-Gemeinschaften aus. Sie werden, wo sie fossil noch erkennbar waren, kurz erläutert.

Aus den verschiedenen Profilen mit nur geringen Sedimentationsunterbrechungen bzw. Erosionslücken konnte ein komplettes Zyklothen mit transgressivem und regressivem Ast rekonstruiert werden (Abb. 2).

Die hier besprochenen Vergesellschaftungen erstrecken sich vom vollmarinen, karbonatischen Bewegtwasserbereich (Hippuritenriff-Fazies) über den Litoralbereich im Bewegtwasser mit klastischer Sedimentation (Strandwälle), dem brackischen Ruhigwasser-Lagunenbereich bis zu phytalreichen Verlandungszonen mit vorwiegend Süßwasser-Einfluß.

A 1: Hippuriten-Korallen Vergesellschaftung

Diese, in sich äußerst vielgestaltige Vergesellschaftung wird in dieser Aufzeichnung als Endglied der Oszillation im marinen Bereich betrachtet. Dominantfaktor für die Zusammensetzung der Vergesellschaftung war die Zusammensetzung und Korngröße des Sedimentes, sowie der Ablagungsmodus. Es bestehen Unterschiede, ob das Sediment aus Aufarbeitungsschutt von Organismenschalen oder aus terrigenem Material bestand. In geschützten, lokal begrenzten Bereichen eines morphologisch vielgestaltigen Systems kam es temporär zur Ausbildung von Weichböden (Kalkschlick) mit reicher Endofauna (Bivalven, Echiniden).

In einzelnen Profilen lassen sich die Entwicklungsphasen dieser Vergesellschaftung nachzeichnen. Die Besiedlung der meist klastischen Schüttungen begann mit *Radiolites, Ostrea, Spondylus, Plicatula*, stockförmigen Korallen und reichlich Serpuliden. Vereinzelte Solitär-Hippuriten schlossen sich im weiteren Verlauf der Besiedlung zu „coppice" zusammen (= „Dickicht": im Sinne von kleinen Nestern dicht gedrängter Individuen, die sich über die Sedimentoberfläche erheben; vgl. KAUFMAN, 1974, Fig. 12—5).

Mit zunehmender dichter Besiedlung durch *Hippurites* div. sp., *Plagioptychus* und nur noch vereinzelten, aber nunmehr ästigen Korallen kam es zur Ausbildung von Bänken (= „biostrome", KAUFFMAN, 1974, Fig. 12—5) und gelegentlich zur paucispezifischen Riff-Fazies (Typus „patchreef" im Sinne KAUFFMAN, 1974, Fig. 12—5). Die enge Beziehung von Hippuritenriff- und Hippuriten-Korallen-Fazies sowohl in vertikaler wie lateraler Ausdehnung wurde bereits von ZAPFE (1937) aufgezeigt; sie wird nunmehr im Sinne einer Besiedlungssukzession gedeutet. Der größte Teil der Riffstrukturen wurde wieder aufgearbeitet; stehengebliebene Riffe sind die Seltenheit („Atzlriff"). Die sehr reichen Vergesellschaftungen dieser Sukzessionen und die direkte Abhängigkeit vom jeweiligen Sediment müssen einer eigenen Bearbeitung vorbehalten bleiben.

A 2: *Radiolites-Ostrea* Vergesellschaftung

Die Hippuriten-Vergesellschaftungen verschiedener Prägung wurden umgeben und in ihrer Verbreitung limitiert durch klastische Schüttungen, sowohl auf der, dem offenen Meer zugewandten Außenseite (sehr gut sortierter, ausgewaschener Riffschutt), wie auch auf der Innenseite (schlecht sortiertes grobes Sediment mit eingelagerten Pelit-Linsen). Auf dem zuerst genannten, von ständiger Umwälzung bedrohten Sediment trat *Radiolites* (vorw. *Radiolites* ex. gr. *angeoides)* als Pionier-Siedler auf: einzeln oder in Kleingruppen („cluster"). *Ostrea* sp. siedelte ebenfalls einzeln oder in kleinen Kolonien bevorzugt auf dem schlechter sortierten Sediment, meist auf Geröllen fixiert. *Radiolites* und *Ostrea* waren nicht aneinander gebunden. Limitiert wurde ihre Verbreitung durch zunehmende Wasserbewegung (Umwälzung, rasche Verschüttung auf der Brandungsseite) oder temporäre Verbrackung mit zunehmender Verschlammung im geschützten, landzugewandten Bereich.

B: *Radiolites-Trochactaeon* Vergesellschaftung und *Trochactaeon-Cucullaea* Vergesellschaftung

Im Untersuchungsgebiet treten die Gattungen *Trochactaeon* und *Actaeonella* (vgl. Kollmann 1967; Schenk 1970) sehr gehäuft, in gewissen Lagen nahezu monotypisch auf.

Zwei palökologische Bereiche lassen sich im Hinblick auf die von einander unabhängigen Faktoren Sedimentumwälzung und Salinität für die ehemaligen Lebenszonen dieser Gattungen rekonstruieren:

a) Dichte, autochthone Besiedlungsmuster in gutsortierten, laminierten Mittelsanden mit typischer Schrägschichtung von Oszillationsrippeln und mit Kleinrippelstrukturen (Reineck, 1976, Taf. 1), z. T. mit Epökenbewuchs (z. B. *Radiolites;* vgl. Herm & Schenk, 1972) und Corallinaceen-Krusten. Im Zusammenhang, meist in unmittelbarer lateraler Verbindung stehen hiermit Zusammenschwemmungen von streng größenklassierten Gehäusen („blaugraue Actaeonellensande", bekannt auch aus anderen Gosauvorkommen; vgl. Kollmann 1965). Die Sedimentgefüge und die spärliche Beifauna *(Astrocoenia, Patella, Pedalion, Tellina)* und *Callianassa*-Wühlgefüge weisen auf den hochenergetischen, vollmarinen Vorstrandbereich hin.

b) Verbreitetes Auftreten in schlechtsortierten, siltig-sandigen Sedimenten mit Feinkiesbändern und großen Einzelgeröllen, zusammen mit reicher Begleitfauna in der regelmäßig *Cucullaea* und *Ampullina* auftritt.

Der rasche Wechsel einer Suspensions-Sedimentation und wiederholter Aufarbeitung mit Rest-Geröll-Lagen entspricht im Erscheinungsbild (Erosionsrinnen, Auskolkungen, Schlickgerölle) weitgehend den von McCave (1973, S. 488 f.) beschriebenen Ablagerungen in „tidalflats" rezenter Küsten. Die stete, wenn auch untergeordnete, Präzens von *Glauconia* und *Polymesoda* in diesem Biotop weist auf eine Verträglichkeit von *Actaeonella* und *Trochactaeon* gegenüber erniedrigtem Salzgehalt hin, wie es bereits von Kollmann (1965, S. 259) erwähnt wurde.

C: *Nerinea*-Vergesellschaftung

Die autochthonen Vorkommen von *Nerinea* div. sp. zeigen meist Massenauftreten in Grob- bis Mittelsanden. Geröll-Lagen, Rinnenausfüllungen, Schrägschichtungen in lateral rasch auskeilenden Großrippelkörpern und flaserförmige Einlagerungen von feinsandigen bis tonigen Schlicklinsen und Bruchschill-Wolken lassen einen ungeschützten Ablagerungsbereich in der äußeren Lagune vermuten, der gelegentlich von Umlagerungen des eigentlichen Strandbereiches erfaßt wurde.

Die Begleitfauna zeigt geringe Diversität: *Radiolites, Trochactaeon, Ampullina, Homalopoma, Nerita, Neritopsis* (vergl. Schenk 1970).

Ein zweiter, durch den hohen Anteil an Juvenilformen als für *Nerinea* autochthon ausgewiesener Faziesbereich zeichnete sich durch vorwiegend siltig-schlickiges Sediment mit ausgeprägter Feinlamellierung aus Hier tritt als Begleitfauna *Glauconia* div. sp., *Pirenella, Terebralia* hinzu. Die Nerineen in dieser dichten Besiedlung sind wohl in der Lebensweise den rezenten *Tympanotonus*-Pflastern westafrikanischer Lagunen vergleichbar (Elouard, 1973), sie sind allseitig mit Kalkalgen überkrustet; Hydrzoen- und Bryozoen-Epöken fehlen. Als Biotop wird eine Außenlagune bzw. Lagunenstrand, ein Bereich der größeren Salinitätsschwankungen unterworfen war, angenommen.

D: *Polymesoda-Glauconia* Vergesellschaftung

Diese Vergesellschaftung war weitgehend an feinkörnige siltig-schlickige Sedimente gebunden, die, soweit nicht durch Bioturbation zerstört, Feinlamellierungen mit Sandlagen und Schillbändern aufzeigen. Die knolligen, welligen Bankoberflächen lassen einen primären Sedimentabtrag, bzw. Auskolkung vermuten. Primär waren solche Flächen mit verminderter Sedimentation dicht besiedelt („*Glauconia*-Pflaster: MERTIN 1939, S. 221). Rhythmisch wiederholten sich im dm-Abstand Bänke mit im Sediment in Lebendstellung erhaltenen, doppelklappigen *Polymesoda*-Individuen mit Lagen von Streu- bis Vollpflastern von disartikulierten, aber kaum transportierten *Polymesoda*-Einzelklappen als Ausdruck von Ausspülungshorizonten.

Die Begleitfauna zeigt eine relativ hohe Diversität, insbesondere bei Gastropoden: *Semineritina, Pseudomelania, Neritopsis, Pirenella,* daneben vereinzelt *Anomia, Leda, Cardium (C. pectiniforme* MÜLLER).

Aus der Gesamtvergesellschaftung kann auf ein Brackwasser-Milieu geschlossen werden (MERTIN 1939; SCHENK 1970): trotzdem ist die Diversität hoch, da ein niedrig-energetischer Bereich vorlag. Der sonst oft sehr stark Diversitätslimitierende Faktor Sedimentumwälzung trat hier zurück, so daß sich eine reiche Infauna entwickeln konnte

E: *Pyrgulifera-Melanopsis* Vergesellschaftung

Diese Vergesellschaftung war lückenlos mit den Gebieten der *Polymesoda*-Besiedlung verbunden. Das Sediment war vorwiegend siltig-schlickig, feinlamelliert und reich an organischer Substanz (Pflanzenhäcksel-Lagen).

Die bioturbate Zerwühlung hat das Primärgefüge meist zerstört; oft sind feinlamellierte, pfeilerförmige Partien nur als Restgefüge im sonst entschichteten Sediment erhalten. Lagen mit gekippten Schollen, Tongeröllen und Schill-Konzentrationen zeigen ehemalige Rinnen mit stärkerer Wasserbewegung im sonst sehr ruhigen Milieu an. Die Fossilien sind regellos verteilt. Die Diversität der Megafauna ist gering: *Keilostoma, Tympanotonus, Terebralia, Pirenella, Cerithidea, Pyramimitra.* Die Foraminiferenfauna mit *Miliammina* und gelegentlich Milioliden weist auf sporadischen Salzwassereinfluß hin.

Nach Sedimentaufbau und Faunenverteilung ist diese Fazies direkt vergleichbar mit den Ablagerungen einer „lower marsh" durchzogen von „tidal creeks", wie sie von rezenten Küsten-Lagunen u. a. von WARME (1971, S. 29 f.) beschrieben werden.

F: *Unio* Vergesellschaftung

Diese Biofazies ist sedimentologisch wie faunistisch eng mit der benachbarten *Pyrgulifera-Melanopsis* Vergesellschaftung verknüpft. Aus folgenden Unterschieden wurde dennoch ein eigenständiger Biofaziesbereich ausgeschieden.

a) mm- bis cm-mächtige Lagen mit synsedimentärer, subaerischer Zersetzung, Rotfärbung und phytaldetrischen Anreicherungen.

b) Ausgehend von Zersetzungslagen, durchziehen feine mit Hangendsediment verfüllte Spalten die Schlicklagen („desiccation cracks");

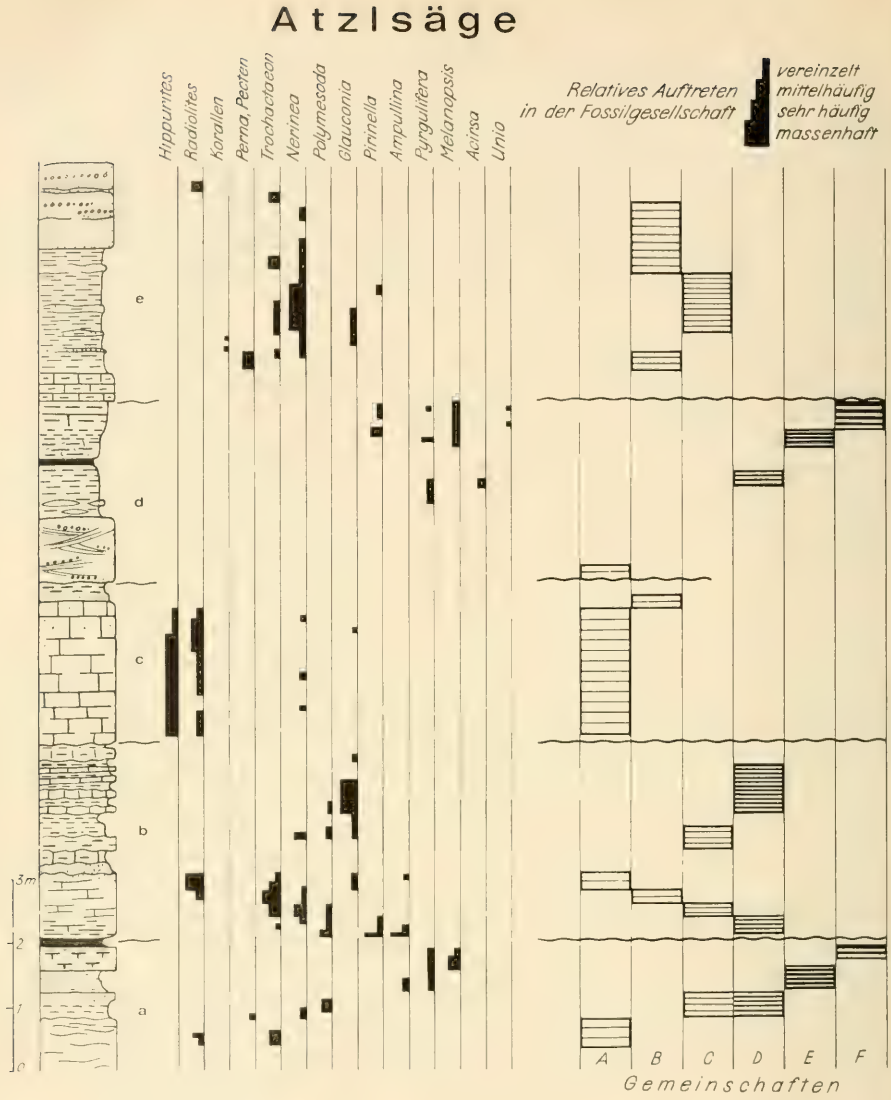


Abb. 3: Ausschnitt aus dem Profil Atzlsäge (Straße Brandenberg—Oberberg). Semiquantitative Faunenauswertung und Zuordnung der einzelnen Schichten zu Biofaziesbereichen (A—F). Dokumentationslücken in den Abfolgen sind durch Wellenlinien gekennzeichnet.

c) fehlende Bioturbation;

d) Einschaltung von 5—15 cm mächtigen Stinkkalklagen, die hellweißlich verwittern; im frischen Bruch durch hohen organischen Bitumengehalt dunkelbraun-graue Färbung zeigen.

Sie sind aufgebaut aus welligen und gekräuselten plättchenartigen (0,05—0,1 mm dicken, bis 10 mm langen) Algen-Aggregaten aus feinprismatischen Kalzit, discontinuierlich, jedoch lagenweise gehäuft, angeordnet.

Die Aggregate bilden keine durchgehenden „laminae", wie sie für einen Großteil der eigentlichen Stromatolithen kennzeichnend sind. Es handelt sich mehr um einen „laminoiden" Typ, stellenweise mit langgestreckten, mit Kalzit oder organischer Substanz verfüllten „fenestrae". Die Strukturen sind vergleichbar mit dem „laminoid fenestral fabric" bei Monty in Walter (1976, S. 194). Salinitätsangaben sind aus dem Auftreten von solchen „cryptalgal fabrics" (in der Definition von Aitken, 1967: „biosedimentäre Strukturen, die durch die sediment-bindende oder mineral-ausscheidende Aktivität von nicht-skelettragenden Algen oder Bakterien entstanden sind") nicht direkt abzuleiten.

Jedoch gestatte der Rezentvergleich (Monty & Hardie, in Walter, 1976) eine Zuordnung dieser „laminoiden" Stinkkalke zum Bildungsbereich der „Supratidal"-Zone, die nur gelegentlich überflutet wurde;

e) Auftreten von Unioniden, meist doppelklappig oder disartikuliert, nicht abgerieben. Unter den Unioniden dominiert die großwüchsige Form: *Heudeana brinoiensis* (Math.).

In diesem Faziesbereich siedelte weiterhin, z. T. dominierend, *Pyrgulifera* div. sp. und *Melanopsis*.

Es handelt sich hierbei um einen, in der europäischen Oberkreide weitverbreiteten, stabilen Vergesellschaftungstyp, der für das Oligohalinikum mit temporär schwankenden Brackwassereinfluß charakteristisch ist.

Solche Vergesellschaftungen wurden u. a. aus der Böhmischen Kreide, dem Harzvorland (Mertin, 1939) und der Provence (Fabre-Taxy, 1951) beschrieben.

Profil-Analyse

Profil Atzlsäge (Abb. 3):

Lage des Profils:

Straßenaufschluß an der Straße Brandenberg — Oberberg, südlich Brücke Atzl-Säge. Diese Schichtfolge ist an einer dem Atzlbach parallel verlaufenden Störungsschar gegenüber dem eigentlichen Atzl-Riff-Komplex als Tiefscholle versetzt und stellt das laterale bzw. hangende Äquivalent dar.

Im Zyklothem a zeigt sich auf nur 2 m Sediment beschränkt, eine Abfolge von der vollmarinen Fazies mit Hippuritenschuttkalken und *Actaeonella*-Sanden über tonigen Stillwasserablagerungen mit *Polymesoda* und *Pyrgulifera* bis zur Stinkkalkfazies (Vergesellschaftung F). Das Kohlen-Flöz (Grenze a/b) kann als Schwemmkohle angesehen werden; Schwemmlagen von *Pyrgulifera* und *Polymesoda*-Schill, in der Kohle schlierig eingelagert, entsprechen Stillwasser-Ufersäumen.

Im unteren Teil des Zyklothem b dokumentiert eine Bank von nur einem Meter Mächtigkeit den transgressiven Übergang bis zum vollmarinen Bereich: Vom Biofaziesbereich F, hier mit vorherrschend *Ampullina* bis zu kleinen *Radiolites*-Kolonien, (Biofazies A 2) die auf dem vorherrschend weichen Sediment zu siedeln versuchten.

Eine fossilfreie, gutsortierte Sandlage kennzeichnet den hochenergetischen, offenen Strand, bzw. Vorstrandbereich. Dies ist der Wendepunkt zu einer neuen rezessiven Abfolge (oberer Teil von b). Der Profilpunkt kam wieder in Bereich einer geschützten Lagune mit zunehmender Verbrackung. Die Biofazies-Bereiche C und D sind mit reichen *Nerinea*- und *Glauconia*-Vergesellschaftungen gut erhalten, während die Fortsetzung in die Biofaziesbereiche E und F durch eine nachfolgende marine Ingression erosiv entfernt wurden. Auf einer groben Schüttung von Schalenbruchstücken (Schuttkalke c) versuchten kleine, zusammengewachsene Gruppen (cluster) von *Hippurites* und *Radiolites* im hochenergetischen Bereich zu siedeln. Die klastischen, terrigenen Schüttungen nahmen an Intensität zu: *Hippurites* wurde durch *Ostrea* ersetzt (Biofaziesbereich A 2). Der folgende Sand (schräggerichtet mit Geröll-Lagen und stark von *Callianassa* zerwühlt) wurde als Strandsand der hochenergetischen Litoral-Zone gedeutet, die bei der nun erneut beginnenden Regression über den Profilpunkt seewärts hinwegwanderte. Dahinter, bzw. zeitlich später, entwickelte sich erneut eine Lagune mit ruhiger, toniger Sedimentation (d) und zunehmender Verbrackung, die über die Bildung einer autochthonen Kohlen-Lage (Biofaziesbereiche E) zu einem oligohalinen Sumpf mit *Unio* führte.

Nach einer deutlichen Erosionslücke begann das Zyklothem e wiederum mit vollmarinen Ablagerungen; zunächst mit einem fossilarmen siltigen Pelit mit Kümmerformen von *Cardium* und *Leda*. Erst mit zunehmenden Sandschüttungen wurde das Leben reicher, dies prägte sich auch in zunehmend starker biogener Zerwühlung aus. Lagenweise ist *Nerinea* angereichert, fast durchweg mit starkem Epökenwuchs (Kalkalgen, *Ostrea*, Bryozoen). Die Sandsteinlagen zeigen durchweg höhere Diversität an marinen Formen, dokumentieren wohl kurze Perioden im marinen Bewegtwasser; hier erreichte *Actaeonella* und *Trochactaeon* hohe Besiedlungsdichten. Mächtige Sandsteine mit Konglomeratlagen weisen wieder auf Umlagerungsvorgänge im Bereich eines Vorstrandes oder einer Strandbarriere hin.

Profil Nachbergalm (Abb. 4):

Lage des Profils:

Nachberggraben, SW Nachbergalm, 1380 m NN; und südl. Seitengräben des Nachberggrabens auf dem Gelände der Ascha-Alm.

Aus einer längeren Profilfolge (Fischer, 1963) wird hier ein typischer Ausschnitt aufgezeigt, der nur Verschiebungen innerhalb des Brackwasser-Bereiches zeigt.

Die vollmarine Fazies (A) fehlt primär, das Meer überwältigte im beschriebenen Abschnitt nicht mehr die Lagune (B—E); der Biotop der *Unio*-Vergesellschaftung (F) dürfte jeweils bei Beginn eines neuen Zyklothems abgetragen worden sein.

Im Zyklothem a waren auf einem schlecht sortierten, sandig-feinkiesigen Sediment die *Radiolites*-Vergesellschaftungen verbreitet. Aus diesem Bereich, mit relativ hohen Strömungsintensitäten, entwickelte sich eine bedeutend ruhigere Sedimentation, mit ausgeprägter Wechselfolge, von Sand/Silt- und Ton/Silt-Lagen. Die Diversität der Fauna nahm rasch zu. Auf sandigem Grund siedelte in größeren Massen *Glauconia*, während auf dem feinkörnigem Sediment dichte Besiedlungen von *Polymesoda* vorlagen. In den obersten Lagen von a trat, konform mit weiterer Verfeinerung des Sedimentes und Zunahme von Pflanzen-Detritus, *Pyrgulifera* in dichter Besiedlung auf.

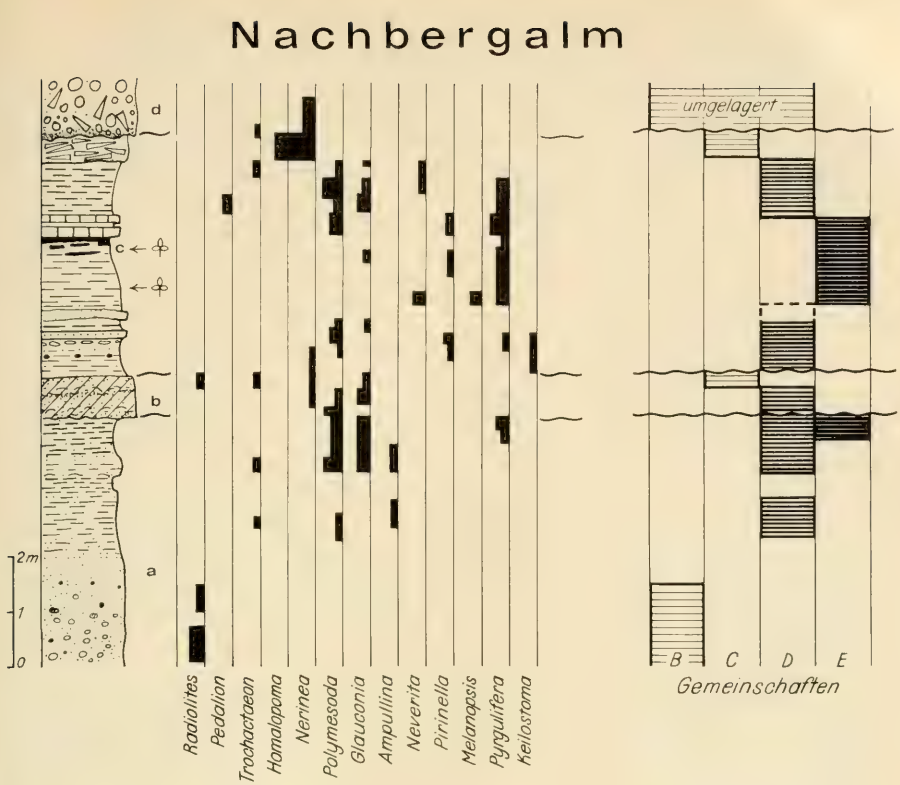


Abb. 4: Ausschnitt aus dem Profil Nachbergalm (Nachberggraben): Semiquantitative Faunenauswertung und Biofazies-Zuordnung einer Brackwasser-Abfolge. Unterbrechungen in den Sukzessionen (Erosions-Lücken) sind durch Wellenlinien gekennzeichnet.

Die Vergesellschaftungen *Polymesoda-Glauconia* (D) und *Pyrgulifera* (F) überlappen sich beträchtlich. Ausnahmsweise herrschten für beide Vergesellschaftungen günstige Boden- und Salinitätsverhältnisse; jedoch fehlte *Melanopsis* und *Pirenella*, die normalerweise zusammen mit *Pyrgulifera* auftraten. Nochmals wiederholten sich kurzfristig (Zyklothem b) Bedingungen mit erhöhter Strömungsintensität in der Lagune (Verlagerung eines Öffnungskanales ?). Im Zusammenhang damit stand eine Erhöhung des Salzgehaltes, so daß *Nerinea*-Besiedlungen in Konkurrenz zur *Glauconia*-Vergesellschaftung traten und schließlich dominierten. Erneut setzte eine fortschreitende Verbrackung (c) ein und auf feingeschichteten, stark bioturbat-verwühlten Silt- und Tonlagen herrschte wieder eine typische *Pyrgulifera*-Vergesellschaftung.

Im Zusammenhang mit einer Zunahme von Pflanzendetritus bildeten sich laminierte Stinkkalke, ohne jedoch Unioniden zu führen; anscheinend gelangte dieser innere Teil einer Lagune mit „marsh"-Absätzen (Rezentvergleich: Monty & Hardie, 1976) nicht bis zur völligen Aussüßung.

Schwankende Salzgehalte erlaubten besonders dem Hangenden zu die zeitweise Besiedlung mit mixo- bis euhalinen Formen; wiederum dominierte ein ausgedehntes *Nerinea*-Pflaster, das jedoch nur teilweise erhalten ist.

Im Hangenden folgte ein Aufarbeitungssediment des hochenergetischen Bereiches (d). Die Fossilien aus verschiedenen Ablagerungsbereichen (Vorstrand, innere und äußere Lagune) wurden hier zu Schillbänken angereichert oder mit Geröll-Lagen vermischt. Eine neuerliche Ingression hatte wohl beträchtliche Teile der bereits abgelagerten Regressions-Abfolge wieder aufgearbeitet.

Profil Zöttbachalm (Abb. 5):

Lage des Profils:
Zöttbachalm: Gräben SW der Moorwiesen gegen Roßkopf.

Im Gesamtprofil wurden 17 Teil-Zyklotheme festgestellt, die sich z. T. in benachbarte, östliche Gräben verfolgen lassen. Hier wird nur exemplarisch ein Teilstück (unterster, aufgeschlossener Teil des westlichsten Grabens) mit 8 typischen Teilzyklen dargestellt:

Im untersten Abschnitt (a) trat eine *Polymesoda-Glauconia*-Vergesellschaftung im schlecht sortierten Sediment (sandig/tonig, mit eingeschalteten Feinkieslagen) auf. Die Fauna zeigte eine hohe Diversität. Mit wechselnden Energieintensitäten, wie es sich im Sediment ausdrückt, muß eine zeitweise Zufuhr von Salzwasser verbunden gewesen sein, denn die Fauna zeigt autochthone Vertreter aus dem vollmarinen Bereich *(Radiolites, Perna, Pedalion, Fusus)*. Im Erosionsniveau zwischen Zyklothem a und b wurde eine Lage Schwemmkohle abgesetzt.

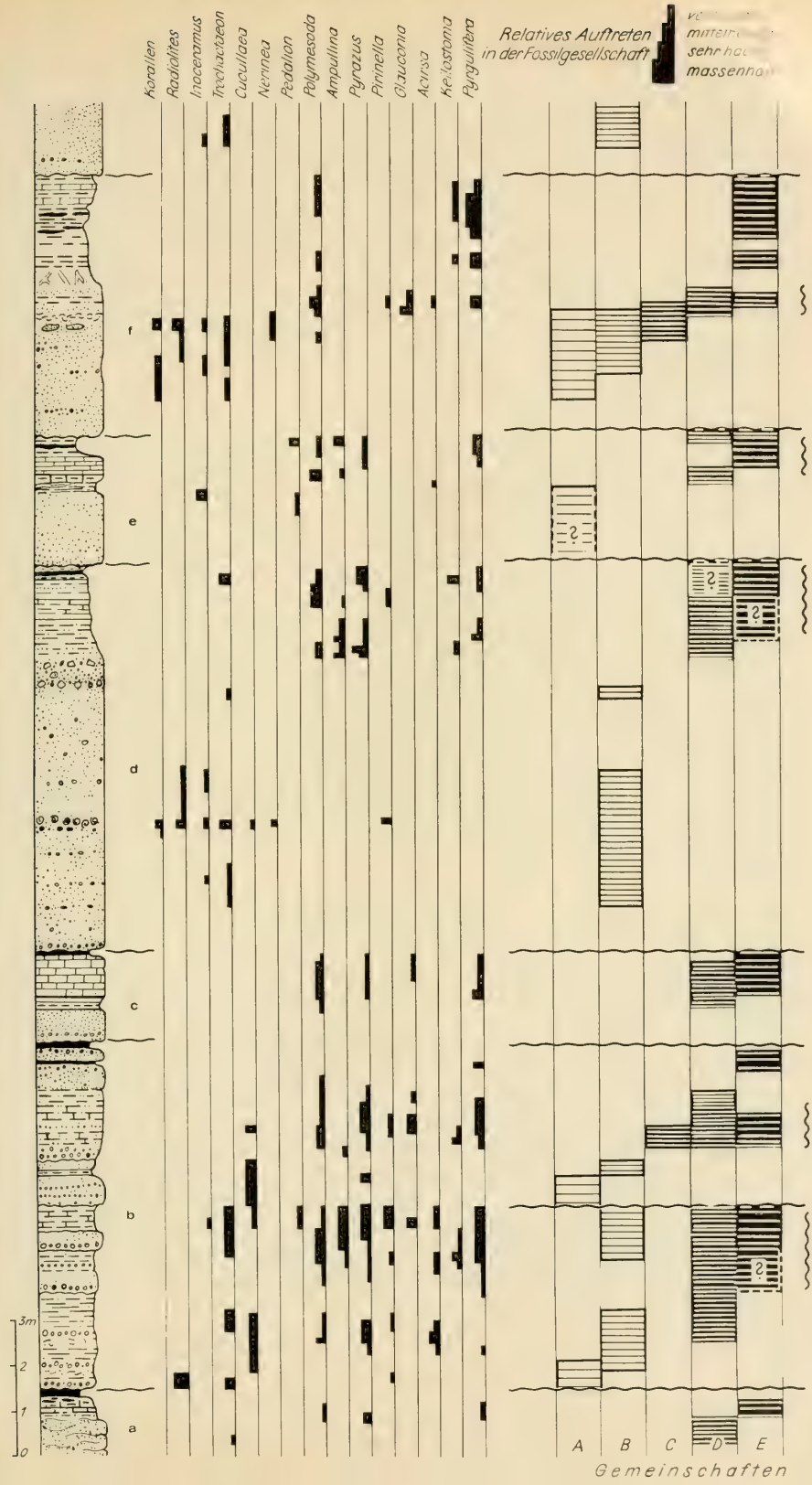
Der Abschnitt b ist zweigeteilt. Wenn die Faunen auch dichtgedrängt und z. T. durch Bioturbation vermischt wurden, läßt sich die Tendenz von einem marin beeinflußten Vorstrand-Bereich bis zu Verbrackung in ruhigen Lagunen nachzeichnen. Die sehr hohe Diversität dieser autochthonen Mischvergesellschaftungen erklärt sich aus dem wohl temporär rasch wechselnden Salzgehalt dieses Lebensraumes. Vollmarine Mollusken wie *Cucullaea, Radiolites, Inoceramus* kommen mit Brackwasserformen wie *Arcisa, Pirenella* vor (vgl. MERTIN, 1939). Die primär wohl nur dünnen, aber zeitlich getrennten Besiedlungen wurden weiterhin durch Bioturbation vermischt. EVANS (1965) gibt in einer Rezentuntersuchung über Küstenlagunen in England eine Vorstellung von der Vielfalt der Bioturbation im „intertidal"-Bereich von Lagunen („outer higher mudflat", l. c., Taf. 17, Fig. 5; „inner sand flat", l. c., Taf. 18, Fig. 10, 12). Die Sedimentstrukturen aus dem Zöttbachprofil zeigen sehr große Ähnlichkeit und werden ökologisch korreliert.

Der Teilzyklus c dokumentiert direkt über einem ausgewaschenen, fossilfreien Strandsand Sedimente einer ruhigen Lagune im Übergang zum ausgesüßten Sumpf ohne Umlagerung. Den Abschluß bildete der feinlamellierte Stinkkalk mit Algen-

---

Abb. 5: Ausschnitt aus dem Profil Zöttbachgraben (unterer Teil): Semiquantitative Faunenauswertung und Zuordnung zu Fossil-Vergesellschaftungen. Die einzelnen Sukzessionen (a—f) dokumentieren meist nur die rezessive Abfolge A bis E. Der transgressive Hemizyklus ist nicht dokumentiert; im Lithoprofil durch Hinweise auf Erosion oder Aufarbeitung kenntlich (Wellenlinien).

Zöttbachalm



Lagen („cryptalgal fabrics"). Wieder markiert eine Schwemmkohle das Fehlen eines Transgressionastes.

Mit scharfer Grenze beginnt Zyklothem d mit besonders mächtigen, gutsortierten, z. T. feingeschichteten, z. T. schräggerichteten Sanden (Schulz, 1952: „Serpentin-Sande"); die Sedimentgefüge entsprechen den Gefügen im rezenten hochenergetischen Vorstrand- und Strandbereich (Reineck, 1971). Die normalerweise sich in der Biofazies-Abfolge anschließende Besiedlung der äußeren Lagunenflächen mit *Nerinea*, schien hier primär zu fehlen; erklärlich nur durch den sehr raschen Übergang in eine ruhige, abgeschlossene und rasch aussüßende Lagune hinter dem Strandwall. Die reichen Vergesellschaftungen wurden von *Pyrgulifera, Polymesoda, Pyrazus, Keilostoma* beherrscht. Die völlige Aussüßung ist nicht erhalten, bzw. wurde nicht abgelagert. Die Lagune wurde abermals vom vollmarinen Bereich überwältigt, der zunächst erosiv wirkte.

Das neue Zyklothem begann wieder mit gutsortierten, z. T. groben Vorstrand-Sedimenten. Obwohl vereinzelt kleine Stockkorallen (*Astrocoenia*-Gruppe) und *Radiolites* auf gröberen Geröllen und Schalenresten siedelten, gelang keine Befestigung des Sedimentes in Richtung einer Hippuriten-Korallen Fazies: die klastischen Sediment-Schüttungen waren zu stark. Innerhalb von 1 m Sediment vollzieht sich der dokumentierte Übergang von Vergesellschaftung B bis E zunächst mit mannigfachen Anzeichen von Bioturbation, die aber dem Hangenden zu abnimmt, bis zu feinlamellierten Stinkkalken mit unzerstörter Feinschichtung. Diese Kalke zeigen stellenweise ehemalige Trockenrisse und Aufwölbungen (Gasbildung unter Algenmatten, vgl. Schwarz, Einsele & Herm 1975; Kinsman & Park 1976).

Das Zyklothem f begann mit einem hochmarinen Biotop mit häufig Korallen, aber ohne Hippuriten. Die dichte Drängung der Fossilvergesellschaftung B bis D auf nur ca. 1 m Sediment ist weitgehend durch intensive vertikale bioturbate Durchmischung verursacht. Der autochthone Ablagerungsbereich der Vergesellschaftung E ist weniger zerwühlt. Phytaldetritus in Linsen und in cm-mächtigen Lagen wurde von einer gutgebankten Stinkkalk-Fazies überlagert. *Pyrgulifera*-reiche Horizonte wechselten mit laminoiden, feingeschichteten Algenkalken ab. Der limnische Sumpf mit *Unio* fehlt. Mit deutlicher Erosionsdiskordanz setzte erneut mariner Sand mit Trochactaeon ein.

Schlußfolgerungen

Einer der größten Unsicherheitsquellen bei palökologischen oder paläogeographischen Rekonstruktionen sind die verborgenen und im Sediment fast unsichtbaren Dokumentationslücken.

Die Wanderungstendenz einer Küstenlinie, bzw. eines breiten Bandes von enggekoppelten Faziesmustern aus dem Küstenbereich, über ein definiertes Vertikal-Profil hinweg, ist von größter Bedeutung für die Interpretation des Gesamt-Bewegungsablaufes, insbesondere für die Beurteilung des Zusammenspieles von Meeresspiegelschwankungen und Sedimentauffüllung bzw. -abtrag (Curray, 1964, S. 177). Die Faktoren, die Transgressionen und Regressionen — neutral Küstenlinienverschiebungen — beeinflussen, sind mannigfaltig. Die Aufgabe der Palökologie ist es geschlossene Abfolgen von sich normalerweise lateral bzw. vertikal berührenden Biofaziesbereichen zu rekonstruieren. Bei sprunghaftem Wechsel von solchen Biofaziesbereichen innerhalb der Profile, kann auf Dokumentationslücken hingewiesen

werden. Im transgressiven Ast eines Zyklothems herrschten mehr Dokumentationslücken als in den regressiven Abfolgen.

Der hochenergetische Vorstrand- und Strandbereich besitzt ein geringes Fossilisationspotential; nur ausnahmsweise sind größere Strandbereiche erhalten geblieben; im normalen Regime der stark richtungs- und intensitätswechselnden Wasserströme wird nur ein Bruchteil des ablaufenden Sedimentationsgeschehens endgültig im Sediment fixiert (Reineck, 1960, S. 159).

Der bei einer Transgression landwärts vorrückende „Strandstreifen" in der hochenergetischen Litoralzone wirkt meist erosiv auf landwärts gelegene, ältere Lagunensedimente ein als Folge von Kompaktionsunterschiede der Sedimente (Lagune — Strand). Dieses Phänomen der „erosional transgression" (Curray, 1964, S. 200) kann auch noch bei sonst allgemeiner Meeresspiegelsenkung beobachtet werden. In den Profilfolgen werden sich durch Erosion gekappte Regressionsfolgen wiederholen.

Beim Vorgang einer erosiven Transgression werden meist keine, oder nur sehr grobe Basissedimente dokumentiert (vgl.: Pinot, 1965, S. 164: selektive Anreicherung von groben Geröllen unter einer Regressionsfolge: Tyrrhenien III, N-Frankreich; oder Herm, 1969, S. 54: marine Regressionsfolgen liegen direkt auf den durch die Transgression ausgewaschenen Altpleistozän-Terrassen/Mittelchile).

Komplette Transgressionsfolgen können im Falle einer starken, lokalen Subsidenz des Küstenstreifens oder morphologisch-hydrographische Verschiebungen erhalten bleiben (Curray, 1964); sie stellen aber die Ausnahme dar.

Die Flachwasserablagerungen der Gosau im nördlichen Teilbecken von Brandenberg sind durch mehrfaches Oszillieren des Litoral-Streifens von einer offenen Küste, über Strand, äußere und innere Lagune bis zu einem ausgesüßten Sumpf entstanden. Der rezessive Ast solcher relativen Küstenlinien-Verschiebungen ist meist gut dokumentiert, nur vertikal durch Bioturbation vermischt. Der limnische Scheitel (Biofaziesbereich F) wurde wohl meist abgelagert, aber durch eine folgende erosive Transgressionsphase wieder entfernt; oft zeugt davon nur eine dünne Schwemmkohlen-Lage, in der die widerstandsfähigsten Phytalreste zurückblieben. Während die Küstenlinie seewärts wanderte, wurde hinter dem eigentlichen Strandwall bei mäßiger Subsidenz sedimentiert. Die Sedimentation konnte durch hohes Angebot an klastischem Material mit der Absenkung Schritt halten.

Die landwärtigen Verschiebungen der Küstenlinie (transgressives Geschehen) erfolgten vermutlich schneller, wohl durch ruckartige, tektonische Senkungen ausgelöst. Internmorphologie und Hydrographie der Lagunen bewirkte selbst bei gleichlaufendem Gesamtvorgang (z. B. Transgression) in eng benachbartem Bereiche unterschiedliche Auswirkungen, einerseits Erosion oder andererseits Sedimentation. Eine Korrelation von einzelnen Schichtgliedern oder auch Serien aus diesen Regressions-Abfolgen im Hinblick auf ein synchrones Geschehen ist aus diesen prinzipiellen Gründen nicht möglich.

Allen Profil-Abfolgen in der Brandenberger Regressions-Gosau ist jedoch, trotz oft zahlreicher mariner Ingressions-Unterbrechungen, die Tendenz zur Verringerung der Vielfalt mariner Biotope gemeinsam. Dies drückt sich im einzelnen, dem Hangenden zu, wie folgt aus:

* Zurücktreten zunächst der Hippuritenriff-Fazies, im weiteren Verlauf auch der *Actaeonella*-Sande;
* Zurücktreten und schließlich Fehlen der Ammoniten-Einschwemmungen;

* Reduktion der Diversität bei den Foraminiferen-Vergesellschaftungen (*Miliammina*-Milioliden Verg.);
* Als marines Endglied erscheinen in den hangenden Oszillationen nur noch Einschwemmungen von sterilen Strandsanden.
* Zunahme der Stinkkalkfazies.

Mit dieser, mehrfach unterbrochenen und insgesamt lückenhaften Regressionsfolge, die lokal beträchtliche Sedimentationsraten zeigte (Gesamtfolge über 120 m Mächtigkeit: nach SCHENK, 1970), wird das nördliche Brandenberger Becken bereits wieder im Ober-Santonium aus der marinen Gosau-Sedimentation herausgenommen und wird zum synorogenen Abtragungsgebiet.

Schriftenverzeichnis

AITKEN, J. D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. — Journ. sediment. Petrol., **37**: 1163—1178; Tulsa.

AMPFERER, O. (1921): Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseertales in Tirol. — Jb. Geol. Staatsanst., **71** (1921): 149—158, 5 Abb.; Wien.

AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. Geol. Reichsanst., **59**, (2): 289—332, 27 Abb.; Wien.

BÖGER, H. (1964): Palökologische Untersuchungen an Cyclothemen im Ruhrkarbon. — Paläont. Z., **38**, (3/4): 142—157, 11 Abb.; Stuttgart.

BÖGER, H. (1966): Die marinen Niveaus über den Flözen Schieferbank und Sarnsbank (Grenze Namur C — Westfal A) im Ruhrgebiet. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13**, (1): 1—38, 3 Taf., 17 Abb., Krefeld.

BÖGER, H. (1970a): Bildung und Gebrauch von Begriffen in der Paläoökologie. — Lethaia, **3**: 243—269; Oslo.

BÖGER, H. (1970b): Paläoökologische Aspekte der Sedimentologie. — Verh. Geol. Bundesanst., 1970, (4): 532—544, 3 Abb.; Wien.

BOUCOT, A. J. (1953): Life and death assemblages among fossils. — Amer. Journ. Sci., **251**: 25—40, 11 Abb.; New Haven.

BUTT, A. A. (1976): A comparative study of the depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the north part of the Eastern Alps. — 130 S., 28 Abb., 9 Tab., 19 Taf., Diss. Univ. Tübingen, Fachber. Erdwiss.; Tübingen.

CASPERS, H. (1967): Estuaries: Analysis of Definitions and Biological Considerations. — In: LAUFF, G. H. (Edit.): Estuaries. — Publ. Amer. Assoc. Adv. Sci. **83**: 6—8; Washington.

CRAIG, G. Y. & HALLAM, A. (1963): Size-frequency and growthing analyses of *Mytilus edulis* and *Cardium edule*, and their palaeoecological significance. — Palaeontology, **6**: 731—750, 10 Abb.; London.

CURRAY, J. R. (1964): Transgressions and Regressions. — In: MILLER, R. L. (Edit.): Papers in Marine Geology: Shepard Commemorative Volume: 175—203, 10 Abb.; New York (Macmillan).

DICKINSON, K. A., BERRYHILL, H. L. & HOLMES, C. W. (1972): Criteria for recognizing ancient barrier coast-lines. — In: Recognition of ancient sedimentary environments. Spec. Publ. Soc. Econom. Paleont. Mineral., **16**: 192—214, 14 Abb.; Tulsa.

DÖRJES, J. (1971): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). IV. Das Makrobenthos und seine küstenparallele Zonierung. — Senck. marit., **3**: 203—246, 15 Abb., 1 Taf., 4 Tab.; Frankfurt.

Dörjes, J., Gadow, S., Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1970): Sedimentologie und M[illegible] benthos der Nordergründe und der Außenjade (Nordsee). — Senck. marit., **2**: 31—3 Tab.; Frankfurt.

Dörjes, J. & Hertweck, G. (1975): Recent biocoenoses and ichnocoenoses in shallow-water marine environments. — In: Frey, R. W.: Trace Fossils: 459—491, 7 figs.; New York (Springer).

Elouard, P. (1973): Ecologie des mollusques de la Lagune de Fadioute (Senegal) et de son homologue fossile de Mbodiene (5500 ans avant nos jours). — Haliotis, Publ. Coll. Soc. franc. Malacologie; Lyon.

Evans, G. (1965): Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the wash. — Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., **121**: 209—245, 9 Abb., Taf. 16—20; London.

Fabre-Taxy, S. (1951): Faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence. II. Le Campanien fluviolacustre. — Ann Paléont. **37**: 84—122, 2 Taf.; Paris.

Fiege, K. (1952): Sedimentationszyklen und Epirogenese. — Z. deutsch. Geol. Ges., **103**: 17—22; Hannover.

Fiege, K. (1964): Die Biotope des Oberkarbons zwischen Südbelgien und Westfalen. — 5. Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Paris, **1**: 399—414, 4 Tab., Paris.

Fischer, P. (1963): Geologisch-Paläontologische Untersuchungen im Gosaubecken von Brandenberg in Tirol. — Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Paläont. Univ.; München.

Fischer, P. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4**: 127 bis 144, 2 Abb.; München.

Folk, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. — In: Ham, W. E. (Edit.): Classification of carbonate rocks. — Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. **1**: 62—84, 7 Abb., 1 Taf.; Tulsa.

Fuchs, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen II (Kalkalpen Achensee — Kaisergebirge). — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Abh., A, **88**: 337 bis 373, 29 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.

Herm, D. (1969): Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. — Zitteliana, **2**: 159, 47 Abb., 18 Taf.; München.

Herm, D. (1974): Sedimentationszyklen und Extrembiotope in der Mittleren Gosau im Becken von Brandenberg/Tirol. — Nachr. Dt. Geol. Ges., **9**: 141—143, 1 Abb.; Hannover.

Herm, D. & Schenk, V. (1971): Parasitäre Epökie von *Radiolites* auf *Trochactaeon*. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1971 (6): 324—339, 5 Abb.; Stuttgart.

Hertweck, G. (1971): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). — V. Abfolge der Biofaziesbereiche in den Vorstrand- und Schelfsedimenten. — Senck. marit., **3**: 247 bis 276, 3 figs., 1 tab.; Frankfurt a. M.

Hertweck, G. (1972): Georgia Coastal Region, Sapelo Island, U.S.A.: Sedimentology and Biology. V. Distribution and Environmental Significance of Lebensspuren and in-situ Skeletal Remains. — Senck. marit., **4**: 125—167, 14 figs., 2 tabs., 4 pls.; Frankfurt.

Hertweck, G. (1973): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). VI. Lebensspuren einiger Bodenbewohner und Ichnofaziesbereiche. — Senck. marit., **5**: 179—197, 3 Abb., 3 Taf., Frankfurt.

Howard, J. D. (1972): Recognizing shorelines in stratigraphic record. — In: Recognition of ancient sedimentary environments, Spec. Publ. Soc. Econom., Paleont. Mineral., **16**: 215—225, 6 Abb.; Tulsa.

Jessen, W., Kremp, G. & Michelau, P. (1952): Gesteinsrhythmen und Faunenzyklen des Ruhrkarbons und ihre Ursachen. — C. R. Troisième Congr. Étud. Stratigr. Géol. Carbonifère, Heerlen, 1951, I.: 289—294, 5 Abb.; Maestricht.

Johnson, R. G. (1960): Models and Methods for Analysis of the Mode of Formation of Fossil Assemblages. — Bull. Geol. Soc. Amer., **71**: 1075—1086, 2 Abb., 2 Tab., New York.

Kauffman, E. G. (1974): Cretaceous assemblages, communities and associations: Western Interior United States and Carribean Islands: Principles of benthic community analysis. — Sedimenta, 4 (Comp. Sed. Lab. Univ. Miami): 12.1—12.27, 11 Abb.; Miami.

Kauffman, E. G. & Scott, R. W. (1976): Basic Concepts of Community Ecology and Paleoecology. — 28 S., 4 Abb., In: Scott, R. W. & West, R. (Edits.): Structure and Classification of Paleocommunities; Stroudsburg, Pa., (Dowden, Hutchins., Ross Inc. Pub.).

Kinsman, D. J. J. & Park, R. K. (1976): Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. — In: Walter, M. R. (Edit.): Stromatolites. — Develop. Sediment., **20**: 421—433, 11 Abb.; Amsterdam (Elsevier).

Kollmann, H. A. (1965): Actaeonellen (Gastropoda) aus der ostalpinen Oberkreide. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **68**: 243—263, 2 Abb., 4 Taf.; Wien.

Kollmann, H. A. (1967): Die Gattung *Trochactaeon* in der ostalpinen Oberkreide. Zur Phylogenie der Actaeonellidae. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**: 199—261, 7 Abb., 9 Taf.; Wien.

Kullmann, J. & Schönenberg, R. (1975): Geodynamische und paläoökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum. (Nordspanien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975**: 151—166, 2 Abb.; Stuttgart.

Lombard, A. (1952): Rhythmes sédimentaires et cyclothèmes dans le cadre de la sédimentation générale. — 3. Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Heerlen, **2**: 415—421, 4 Abb.; Maestricht.

McCave, I. N. (1973): The Sedimentology of a Transgression: Portland Point and Cooksbury Members (Middle Devonian), New York State. — Journ. sediment. Petrol., **43** (2): 484—504, 18 Abb.; Tulsa.

McKee, E. D. (1964): Inorganic sedimentary structures. — In: Imbrie, J. & Newell, N. D. (Edits.): Approaches to Palecology: 275—295, 6 figs.; New York (J. Wiley).

Mertin, H. (1939): Über Brackwasserbildungen in der Oberen Kreide des nördlichen Harzvorlandes. — Nova Acta Leopold., N. F., **7**: 141—263, 18 Abb., 9 Taf.; Halle.

Monty, C. L. V. (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics. — In: Walter, M. R. (Edit.): Stromatolites, Develop. Sedimentol., **20**: 193—249, 36 Abb.; Amsterdam.

Monty, C. L. V. & Hardie, L. A. (1976): The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. — In: Walter, M. R. (Edit.): Stromatolites. — Develop. Sediment. **20**: 447—477, 16 Abb., Amsterdam (Elsevier).

Oberhauser, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B.-A., **106**: 1—88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Karte; Wien.

Oberhauser, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A., **111**: 115—145, 2 Abb., 2 Taf.; Wien.

Olson, E. C. (1957): Size-frequency distributions in samples of extinct organism. — J. Geol., **65**: 309—333, 17 Abb.; Chicago.

Parker, R. H. (1975): The Study of Benthic Communities; — a Model and a Review. — Elsevier Oceanogr. Ser., **9**: 279 ps., 92 figs., 13 tabs.; Amsterdam (Elsevier).

Pinot, J. P. (1965): La migration des galets à l'intérieur des plages de sable. Exemple de la plage de Tresmeur (Trébeurden, Côtes-du-Nord), et application à l'interprétation des coupes de plages anciennes. — C. R. somm. Soc. géol. France, **1965** (5): 164—165, Paris.

Plumley, W. J., Risley, G. A., Graves, R. W. & Kaley, M. E. (1962): Energy index for limestome interpretation and classification. — In: Ham, W. E. (Edit.): Classification of carbonate rocks. — Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. **1**: 85—107, 5 Abb., 5 Taf.; Tulsa.

Reineck, H.-E. (1960): Über Zeitlücken in rezenten Flachseesedimenten. — Geol. Rdsch., **49**: 149—161; Stuttgart.

Reineck, H.-E. (1971): Der Küstensand. — Natur u. Mus., **101**: 45—60, 15 Abb.; [illegible] furt/M.

Reineck, H.-E. (1976): Primärgefüge, Bioturbation und Makrofauna als Indikatoren de Sandversatzes im Seegebiet vor Norderney (Nordsee). I. Zonierung von Primärgefügen und Bioturbation. — Senck. marit., **8** (4/6): 155—169, 1 Taf., 3 Abb.; Frankfurt/M.

Reineck, H.-E., Dörjes, J., Gadow, S. & Hertweck, G. (1968): Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. — Senck. leth., **49** (4): 261—309, 16 Abb., 2 Taf., 2 Tab.; Frankfurt/M.

Reineck, H.-E., Gutmann, W. F. & Hertweck, G. (1967): Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. — Senck. leth., **48** (3/4): 219—275, 12 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/M.

Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1971): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). III. Die Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten. — Senckenb. marit., **3**: 185—201, 3 figs., 4 pls., 2 tabs.; Frankfurt/M.

Reineck, H.-E. et al. (1970): Das Watt (Ablagerungs- und Lebensraum). — Senckenberg-Buch, **50**, 142 S., 75 Abb.; Frankfurt/M. (W. Kramer).

Richards, R. P. & Bambach, R. K. (1975): Populations dynamic of some Paleozoic Brachiopods and their palaeocological significance. — Journ. Paleont., **49** (5): 775—798, 19 Abb.; Tulsa.

Rutten, M. G. (1952): Rhythm in sedimentation and in erosion. — C. R. Troisième Congr. Étud. Stratigr. Géol. Carbonifère, Heerlen, 1951, **II**: 529—537, 7 Abb., Maestricht.

Sanders, H. L. (1958): Benthic Studies in Buzzards Bay. I. Animal-Sediment Relationships. — Limnol. Oceanogr., **3** (3): 247—258, 5 Abb.; New York.

Sanders, H. L. (1968): Marine Benthic Diversity: A Comparative Study. — Amer. Naturalist, **102** (925): 243—282, 18 Abb.; New Haven.

Schenk, V. (1970): Zur Gastropodenfauna und Biofazies der mittleren Gosau (O. Kreide) von Brandenberg in Tirol. — 197 S., 20 Abb., 3 Taf.; Fotodruck München (Verlag L. Janikowski).

Schenk, V. (1972): Zur Regressionsfazies (Biofazies und Ökologie) der Mittleren Gosau von Brandenberg/Tirol. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1972**: 236—256, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Schulz, O. (1972): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **95** (1): 1—98, 10 Abb., 5 Taf., 2 Tab., 1 Karte, Stuttgart.

Stanley, S. M. (1970): Relation of shell form to life habits in the Bivalve Mollusca. — Mem. Geol. Soc. Amer., **125**, 296 pgs., 47 figs., 40 pls., New York.

Thorson, G. (1957): Bottom Communities. — Mem. Geol. Soc. Amer., **67** (1): 461—534, 20 figs.; New York.

Tollmann, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf.; Wien (Deuticke).

Walker, R. K. & Alberstadt, L. P. (1975): Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. — Paleobiology, **1** (3): 238—257, 7 Abb., 3 Tab.; Chicago.

Walker, K. R. & Bambach, R. K. (1974): Analysis of Communities. — Sedimenta IV., 20 S., 11 Abb., 3 Tab.; Miami.

Warme, J. E. (1971): Paleoecological aspects of a modern coastal lagoon. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sciences, **87**, 112 ps., 10 pls., 8 figs., 10 tabs.; Berkeley.

Zapfe, H. (1937): Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der vordalpinen Gosauschichten. — Verh. Zool. Bot. Ges. Wien, **86/87**: 73—124, 10 Abb.; Wien.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 279—290 München, 6. 7. 1

Alter und Entstehung der Pseudo-Impaktstruktur Pfahldorfer „Becken" auf der Südlichen Frankenalb

Von Horst Gall und Dieter Müller*)

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung

Eine kritische Betrachtung des Pfahldorfer „Beckens" auf der Südlichen Frankenalb zeigt, daß nicht ein einziger eindeutiger Hinweis auf einen Impaktkrater vorliegt.

Die Morphologie des „Beckens" ist durch alte Talbildung und Verkarstung zu erklären, seine „Füllung" gehört zur präriesischen Oberen Süßwassermolasse und ist damit älter als die Ries-Katastrophe.

Abstract

Age and origin of the pseudo-impact structure Pfahldorf „Basin" on the Southern Franconian Alb (Bavaria): A critical review of the Pfahldorf „Basin" situated on the Southern Franconian Alb shows that there is no unambiguous evidence of its origin as an impact crater.

The morphology of the „Basin" can be explained by the formation of ancient valleys and by Karst features; its „filling" belongs to the „pre-Riesian" beds of the Upper Freshwater Molasse. This proves that the Pfahldorf „Basin" precedes the Ries impact.

Inhalt

I. Einführung 280
II. Das Pfahldorfer „Becken" 280
1. Geographie 280
2. Morphologie 281
3. Mechanische Beanspruchung 283
4. „Beckenfüllung" 285
a) Sedimente 285
b) Fossilinhalt und Alter 286
5. Entstehung des Pfahldorfer „Beckens" 287
Schriftenverzeichnis 289

*) Dr. H. Gall, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie; Dr. D. Müller, Universitätsinstitut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

I. Einführung

Nördlinger Ries und Steinheimer Becken sind durch neuere Forschungen als Sprengkrater meteoritischer Entstehung erkannt worden (vgl. Bayer. Geol. Landesamt 1969, 1977). Da eine Entstehung der annähernd altersgleichen Strukturen durch zwei voneinander unabhängige Impakt-Vorgänge angesichts der Seltenheit derartiger Ereignisse kaum vorstellbar ist, wurde schon frühzeitig an einen einzigen Bildungsvorgang durch mehrere Bruchstücke ein- und desselben großen Himmelskörpers gedacht.

Damit jedoch waren grundsätzlich noch weitere kleine synchrone Krater in der Umgebung des Rieses zu vermuten, und in der Folgezeit erhielt — noch ganz unter dem Eindruck der sich nun endlich abzeichnenden Lösung des lange Zeit heftig umstrittenen Ries-Problems — die Suche nach derartigen Strukturen großen Auftrieb.

Ein lohnendes Objekt hierfür bot durch ihre noch weitgehend erhaltene obermiozäne Landoberfläche mit zahlreichen rundlich-wannenförmigen Vertiefungen sowie die Existenz zahlreicher Obermiozän-Ablagerungen, deren exakte Alterseinstufung mangels neuerer Bearbeitungen noch einen gewissen Freiraum übrig ließ, die Südliche Frankenalb.

Als erster glaubte Illies (1969) mit dem „Becken" von Pfahldorf sowie den benachbarten Hohlformen von Sornhüll und Mandelgrund weitere, Ries-synchrone Impaktstrukturen gefunden zu haben, gefolgt von Storzer, Gentner & Steinbrunn (1971), Rutte (1971) und Stucke (1973). Rutte (1971, 1972, 1974, 1975) vergrößerte die Zahl solcher vermeintlicher Strukturen auf der Süd-Frankenalb ganz erheblich: Mendorf, Sausthal, „Hemauer Pulk", Wipfelsfurt, Viehhausen, Willenhofen, Saal u. a.. Die (Fehl-)Deutungen wurden meist kritiklos übernommen und schon bald war von einer „Süddeutschen Kraterkette" (Sandner 1975) und von einem „Large Crater Field" in „Central Europe" (Classen 1975) die Rede.

Während aber im Steinheimer Becken und im Ries, gestützt auf die zahlreichen dortigen Phänomene (Morphologie, Tektonik, Auswurfsmassen, Stoßwelleneffekte, isolierte Kratersedimente) eine gewaltsame Entstehung von Anfang an unbestritten war, ist eine solche bei sämtlichen der später beschriebenen und angeblich zeitsynchronen Strukturen trotz Anwendung modernster mineralogisch-sedimentologischer Untersuchungsmethoden bis heute nicht bewiesen.

Für das am längsten und besten bekannte Pfahldorfer „Becken" soll hier gezeigt werden, daß bei dieser Struktur, die zudem älter als der Ries-Impakt eingestuft werden muß, Talformung, Verkarstung und Sedimentation am Nordrand des Molassebeckens eine einfachere und wahrscheinlichere Deutung gestatten. Eine kritische Betrachtung der zahlreichen anderen Pseudo-Impaktkrater sowie der „Alemonitisierung" soll gesondert (Gall & Müller 1977) vorgenommen werden.

II. Das Pfahldorfer „Becken"

1. Geographie

Das Pfahldorfer „Becken" liegt im mittleren Teil der Südlichen Frankenalb (vgl. Abb. 1), 13 km NE Eichstätt (Gradabteilungsblatt 7033 Titting und 7034 Kipfenberg), mit seinen tiefsten Teilen zwischen 25 und 50 m in die kuppige Albhochfläche eingesenkt, was größenordnungsmäßig mit Depressionen des obermiozänen

Albreliefs übereinstimmt. Der Durchmesser des „Beckens" soll nach Stucke (1973: 107) etwa 2 km betragen, doch erscheint der Außenrand in Anbetracht der tatsächlichen Morphologie recht willkürlich gezogen.

2. Morphologie

Das Pfahldorfer „Becken" wird von Illies (1969: 17) als „schüsselförmig", von Stucke (1973: 107) sogar als „annähernd kreisrund" bezeichnet. Indessen kann mit einer eindeutigen Kraterstruktur meteoritischer wie vulkanischer Entstehung (Nördlinger Ries, Steinheimer Becken, Randecker Maar u. a.) nur eine sehr entfernte Ähnlichkeit festgestellt werden.

Viel einfacher läßt sich das „Becken" als Ergebnis einer langanhaltenden, flachgründigen präobermiozänen Zertalung in Verbindung mit Lösungsverwitterung und subterraner Verkarstung deuten (vgl. auch v. Edlinger 1964: 64 f., Abb. 33).

Ein nur wenig eingeschnittenes, präobermiozän angelegtes Hochtal mit mehreren kleinen Talspitzen beginnt SE Hirnstetten (vgl. Abb. 2), zieht dann in südöstliche Richtung südlich an Pfahldorf vorbei bis zum Ziegelhof 1 km SSE Pfahldorf und wird dort vom Steilhang des heutigen Altmühltales abgeschnitten. Seine ursprüngliche Fortsetzung ist jenseits des Altmühltales gegen das Gebiet der nördlichsten Vorkommen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) entweder im Raum Gelbelsee — Denkendorf oder Attenzell — Schelldorf zu suchen. Unmittelbar SW Pfahldorf, wo die erwähnten Talspitzen — mit dazwischenliegendem „Innerem Wall" bei Stucke (1973: 107) — zusammenlaufen, wird es zu einer größeren,

Abb. 1: Lage des Pfahldorfer „Beckens" auf der Südlichen Frankenalb.

nur wenige Meter eingesenkten Karstwanne erweitert. Nordöstlich davon verläuft ein NW-SE-streichender Rücken mit einer Einsattelung, auf der die Ortschaft Pfahldorf liegt. Gegen NE folgt eine ca. 300 m große und etwa 20 m tiefe Doline (mit der Pfahlquelle am SW-Rand), die gegen Norden in eine tief eingeschnittene, zur Anlauter herabziehende junge Schlucht überleitet.

Von einer einfachen Kraterstruktur, wie sie besonders bei einem kleinen Einschlag zu erwarten wäre (vgl. etwa GAULT et al. 1968), kann also in Anbetracht der gegen SE gerichteten, durch Dolinen überprägten, flachwelligen Zertalung nicht die Rede sein.

Abb. 2: Morphologie und Obermiozän-Ablagerungen des Gebietes um Pfahldorf.
Unterbrochene Linie: Nordgrenze des OSM-Ablagerungsraumes; punktiert: Bohnerzton; schraffiert: Süßwasserkalke; schwarz: terrestrische Krustenkalke.
(Kartengrundlage: Topographische Karte 1 : 50 000, Blatt L 7132 und L 7134; Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München, Nr. 10857/76).

Der von Stucke (1973) angeführte „Innere Wall" stellt lediglich einen [illegible]nenden Rücken zwischen der nördlichen und der mittleren der genannten Talspitzen dar und hat mit einer Ringstruktur, wie sie in größeren Kratern auftreten, nichts zu tun. Dasselbe gilt für den von Illies (1969: 17) zwischen der mittleren und der südlichen Talspitze angeführten halbkreisförmigen Rücken (vgl. Abb. 2). Davon abgesehen treten innere Ringwälle in irdischen Kratern erst bei einem Gesamtdurchmesser von > 8—10 km auf (vgl. Gall, Müller & Pohl 1977).

Als weiteres Argument morphologischer Art für einen Impaktkrater führt Stucke (1973: 107) „wallartige Erhebungen am Beckenrand", welche „nach außen sanft abfallen", an. Auch diese halten aber keiner kritischen Überprüfung stand. Im Westen und Osten schließt die von junger Zertalung noch wenig betroffene Albhochfläche mit ihrem unregelmäßig-kuppigen, durch präobermiozäne Talbildung und Verkarstung geprägten Relief an das „Becken" an. Lediglich gegen S und N ist auch ein stärkeres, auswärts gerichtetes Abfallen zu bemerken, das hier aber durch die junge (plio-pleistozäne) Erosion von Altmühl-Donau und Anlauter verursacht wird.

Die Morphologie sowohl des Pfahldorfer „Beckens" als auch seiner Umgebung ist also mit einer Impakt-Entstehung nicht zu vereinbaren.

3. Mechanische Beanspruchung

Den Unterbau des Pfahldorfer „Beckens" und seiner näheren Umgebung bilden ruhig gelagerte Dolomite (untergeordnet auch Massenkalke) des Malm-Delta (vgl. C. Dorn 1940, v. Edlinger 1964, Schnitzer 1965). Vor allem die Dolomite und dolomitischen Kalke sind oberflächlich stärker zerklüftet und z. T. zu Dolomitsand zersetzt, woraus Illies (1969) — gefolgt von Stucke (1973) — eine durch Impakt bedingte Zertrümmerung folgert.

Nach Beobachtungen in Aufschlüssen am nordöstlichen und südöstlichen „Beckenrand" sind diese Gesteine entsprechend ihrer Natur als dolomitisierte Riffkalke lediglich etwas stärker geklüftet und von den Klüften ausgehend selektiv zu Dolomitasche zersetzt, wodurch eine bröckelige Struktur entsteht. Mit zerrütteten oder vergriesten Gesteinen aus dem Ries sind sie überhaupt nicht vergleichbar. Dieselbe Ansicht vertreten bereits Reiff (1974) und Schmidt-Kaler (1974: 128).

Auf die von Illies (1969) und Stucke (1973) als weiteres Argument angeführten Brekzien an der Basis der „Beckenfüllung", die lediglich an Malmschutt reiche obermiozäne Krustenkalke darstellen, wie sie als Basalfazies der OSM auf der S-Frankenalb weit verbreitet sind, wird in Kap. 4 a eingegangen.

Als gewichtigstes Argument für eine Impaktentstehung des Pfahldorfer „Beckens" müssen die von Illies (1969) angeführten Strahlenkalke (Shatter Cones), besonders aus dem Dolomitbruch E Pfahldorf, betrachtet werden. Indessen wurden — obwohl der noch heute offene Dolomitbruch in der Folgezeit immer wieder abgesucht wurde— keine weiteren Funde mehr von dort bekannt (vgl. Stucke 1973; Schmidt-Kaler 1974: 128; Reiff 1974: 377 f.; Schnitzer & Bausch 1974: 263); auch die von Illies gefundenen „Shatter Cones" sind seitdem unglücklicherweise verschollen (vgl. Reiff 1974: 377 f.).

Dagegen fanden sich als Einschaltungen in mergeligen Obermiozän-Sedimenten der „Beckenfüllung", die beim Bau der Umgehungsstraße N Pfahldorf vorüber-

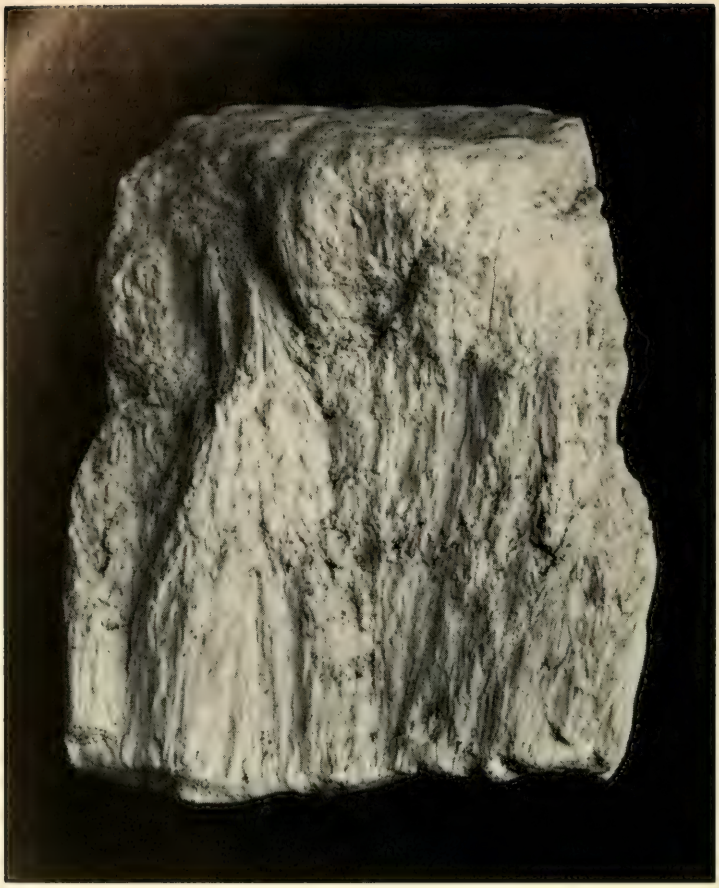


Abb. 3: Pseudo-Strahlenkalk aus dem Pfahldorfer „Becken" (büschelig-radialfaserige Kalkspat-Ausscheidung); Höhe 4 cm.

gehend erschlossen waren, bis 4 cm mächtige Lagen aus büschelig-radialfaserigem, unreinem Kalkspat, die äußerlich an Strahlenkalke erinnern (vgl. Abb. 3). Möglicherweise sind sie in ihrer Genese verwandt mit den von SCHNITZER & BAUSCH (1974) unter anderem auch von Pfahldorf (SW-„Beckenrand") beschriebenen kalzitisierten strahligen Aragoniten, die mit Vorbehalt als deszendente Lösungsausscheidungen gedeutet werden (SCHNITZER & BAUSCH 1974: 262 ff.). Um echte Shatter Cones handelt es sich jedenfalls nicht.

Die von ILLIES (1969) als weiteres Argument angeführten randparallelen Störungen sind aus mehreren Gründen zum Nachweis einer Impakt-Entstehung ungeeignet. Einerseits wird keinerlei Richtung angegeben; nach Abb. 12 bei ILLIES (1969: 19) dürfte ihre Streichrichtung etwa 120—140°, d. h. herzynisch sein, was einer der Hauptkluftrichtungen in der S-Frankenalb entspricht (vgl. SCHNITZER

1965). Andererseits geht aus der Beschreibung von Illies nicht hervor, ob es sich hier tatsächlich um eine vorherrschende Richtung in dem Aufschluß handelt, [illegible] durch eine diesbezügliche Wertung unterbleiben muß. Etwas intensiver hat sich Stucke (1973: 108) mit den Kluftrichtungen befaßt, doch auch er konnte keine radiale oder konzentrische Anordnung in bezug auf das Pfahldorfer „Becken" belegen.

4. „Beckenfüllung"

a) Sedimente: Obermiozäne Sedimente im Pfahldorfer Gebiet treten einerseits in geschlossenem Verband (750 × 500 m) im Bereich der Großdoline unmittelbar NE Pfahldorf zwischen 490 und ca. 530 m NN, andererseits in Gestalt mehrerer kleinerer Vorkommen (bis 650 × 150 m) am südlichen Rand der Karstwanne SW Pfahldorf zwischen 490 und 510 m NN auf (vgl. Birzer 1939, C. Dorn 1940, Schnitzer 1965, Stucke 1973) (vgl. Abb. 2).

Das Hauptvorkommen setzt sich basal (unterhalb ca. 505 m NN) aus einem bis 13 m mächtigen terrestrischen Rotton und darüber einer Mergel/Süßwasserkalkfolge von 25 m maximaler Mächtigkeit zusammen (C. Dorn 1940; eigene Begehungen).

Der basale Ton tritt auf den Äckern im Dolinenbereich östlich der Pfahlquelle (300 m NE Pfahldorf) flächenhaft zu Tage: umgelagerter braunroter Residualton der Karbonatverwitterung mit Bohnerzen, ziemlich rein, im höheren Teil mit blaßroten Kalkknöllchen (bis faustgroß) und in die hangenden Süßwasserkalke überleitend.

Diese Süßwasserkalke stehen am SW- und S-Rand der Großdoline an und werden durch Baugruben im NE-Ortsteil von Pfahldorf gelegentlich erschlossen: weißliche bis hellgelbe, harte lutitische Kalke mit zahlreichen Süßwasser-, zurücktretend Landgastropoden, übergehend in hellgrünlich-gelbe mergelige Kalke mit Zwischenlagen von hellgraugrünen Tonmergeln. Aus derartigen Mergeln und Tonmergeln stammen auch die bereits erwähnten Strahlenkalk-ähnlichen Gebilde. Untergeordnet treten fossilleere, hellgelblich-graue Onkolithe, Knollenkalke und teilweise intraklastische Brekzien- und Krustenkalke auf. Vor allem die intraklastischen Brekzienkalke zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit zertrümmerten Weißjura-Gesteinen. Echte Malm-Brecciengesteine, wie sie Illies (1969) erwähnt, wurden im Pfahldorfer „Becken" nicht gefunden.

Die Obermiozän-Kalke am Südrand des Pfahldorfer „Beckens" bestehen aus hell- bis dunkelbraungrauen, z. T. auch gelblichen, gebänderten, häufig intraklastischen, fossilleeren Krustenkalken (vgl. v. Edlinger 1964: 60; eigene Begehungen).

Schwermineralanalysen: Um die Herkunft des Materials der Pfahldorfer „Beckenfüllung" zu klären, wurden Sedimentproben aus verschiedenen Niveaus entnommen und am Bayerischen Geologischen Landesamt auf ihren Schwermineralbestand hin untersucht. Herrn Präsidenten Prof. Dr. H. Vidal und dem Sachbearbeiter ORR Dr. M. Salger sei dafür sehr herzlich gedankt.

Probenmaterial

Nr. 1: Mergelton, Umgehungsstraße NE Pfahldorf;
Blatt 7034 Kipfenberg, R 4451 400, H 5425 300, 510 m NN.

Nr. 2: Mergelton, Kanalisation und Bauaushub Pfahldorf-E;
Blatt 7034 Kipfenberg, R 4451 650, H 5425 000, 520 m NN.
Nr. 3: Kalkmergel, Kanalisation und Bauaushub Pfahldorf-E;
Blatt 7034 Kipfenberg, R 4451 650, H 5425 000, 520 m NN.

Nr. 4: Roterde mit Bohnerz, NE Pfahldorf;
Blatt 7034 Kipfenberg, R 4451 550, H 5425 300, 495 m NN.

Analysen

60 — 100 µ

Probe Nr.	Granat %	Zirkon %	Turmalin %	Rutil %	Apatit %	Epidot + Zoisit %	Staurolith %	Disthen %	Andalusit %	Anzahl der Körner
1	15	42	24	7	1	5	5	1		210
2	5	40	10	7	2	15	16	3	1	221
3	17	21	13	3	1	43	2			220
4	3	66	19	7		1	3		1	391

100 — 250 µ

1	20	20	40	2		10	4	4		50
2	11		9	7		2	60	11		44
3	39	20	11	10	2	9	5	4		80
4	5	27	54	7			7			56

Die Proben Nr. 1—3 zeigen untereinander verwandte Schwermineralspektren. Die Gesellschaften weisen auf Grund der hohen Granat-, Staurolith- und vor allem Epidot-Gehalte auf vorwiegend alpine Herkunft hin; sie entsprechen in diesen Assoziationen sowohl den bisher nördlichsten bekannten Vorkommen der OSM auf der Südlichen Frankenalb im Raum Denkendorf (vgl. Schnitzer 1953), als auch der OSM in Niederbayern (vgl. Grimm 1957). Allerdings spiegelt sich in etwas erhöhten — nicht nur durch Verwitterungsprozesse erklärbaren — Zirkon- und Turmalin-Anteilen eine gewisse Beeinflussung der OSM-Sedimentation am äußersten Nordrand des Molassebeckens von der Alb wider.

Die Probe Nr. 4 zeigt das von einem außeralpinen Sediment erwartete Ergebnis: die Mineralgesellschaft Zirkon-Turmalin belegt eine Herkunft des Materials von Norden aus Verwitterungsprodukten der Alb (vgl. Schnitzer 1953).

b) Fossilinhalt und Alter: Die Süßwasserkalke des Hauptvorkommens NE Pfahldorf — und nur sie — sind sehr reich an teilweise mit Schale, sonst als Steinkerne oder Abdrücke überlieferten Süßwassergastropoden, untergeordnet auch Landschnecken.

Insgesamt wurden beobachtet:

	D	1	2
1. *Bithynia (Bithynia)* cf. *glabra curta* (Locard)		+	
2. *Lymnaea (Radix) socialis socialis* (Klein)	+		
3. *Lymnaea (Radix) socialis dilatata* (Noulet)	+	+	+
4. *Gyraulus trochiformis kleini* (Gottschick & Wenz)		+	+
5. *Planorbarius cornu mantelli* (Dunker)	+	+	+
6. *Truncatellina* cf. *lentilii* (Miller)			+

7. *Vertigo (Vertigo)* cf. *callosa callosa* (Reuss)
8. *Gastrocopta* sp.
9. *Palaeoglandina gracilis porrecta* (Gobanz) +
10. *Leucochroopsis kleini kleini* (Klein) +
11. *Klikia (Klikia) giengensis giengensis* (Klein) +
12. *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* cf. *incrassatus* (Klein) +
13. *Cepaea eversa larteti* (Boissy) +
14. *Cepaea renevieri* (Maillard) +
15. *Cepaea* cf. *silvana silvana* (Klein) +

(D = C. Dorn 1940: 330 f., Nomenklatur modernisiert nach Wenz 1923—1930, 1938—1944 und Wenz & Zilch 1959—1960; 1 = Umgehungsstraße N Pfahldorf; 2 = angefahrene Blöcke im Dolomitbruch NE Pfahldorf).

Das Alter der Pfahldorfer Süßwasserkalke hat bereits C. Dorn (1940: 331) als älteres Obermiozän = Torton bestimmt. Durch die eigenen Aufsammlungen wird dies voll und ganz bestätigt.

Die 14 stratigraphisch verwertbaren Gastropodenarten lassen sich mit Formen des Tortons (Nr. 13., 15.), Aquitans bis Tortons (11.), Tortons bis Sarmats (6., 9., 10., 12.), Durchläufern vom Mittelmiozän bis ins Obermiozän-Unterpliozän (3., 4., 5., 7., 14.) und nur in 2 Fällen des Sarmats (1., 2.) vergleichen. Bei den sarmatischen Arten handelt es sich um Süßwassergastropoden, deren Morphologie — wie rezente Verwandte (vgl. Ložek 1964: 166, 177 f.) zeigen — in starkem Maße von ökologischen Einflüssen abhängt, so daß ihnen keine stratigraphische Bedeutung zukommt.

Noch exakter läßt sich das Alter der Pfahldorfer Süßwasserkalke durch Vergleich ihrer Fauna mit der der präriesischen OSM-Ablagerungen von Bieswang sowie der postriesischen Altmühl-Rezat-Staubeckensedimente zwischen Treuchtlingen und Rittersbach (SW Roth b. Nürnberg) angeben (vgl. Birzer 1969, D. Müller 1977). Die Pfahldorfer Gastropoden zeigen nicht nur in ihrem Artbestand, sondern sogar in ihrer quantitativen Zusammensetzung und der Größenentwicklung der Individuen sehr enge Beziehungen zur Fauna der präriesischen OSM von Bieswang, andererseits sehr deutliche Unterschiede zu der der postriesischen Sedimente des Altmühl-Rezat-Staubeckens. Sie müssen daher zeitlich der präriesischen OSM zugeordnet werden und gehören ebenso wie diese ins ältere Torton (vgl. D. Müller 1977).

Das Pfahldorfer „Becken" ist demnach nicht synchron mit dem Rieskrater, sondern schon bedeutend früher entstanden; ein genetischer Zusammenhang mit dem Ries scheidet damit aus.

5. Entstehung des Pfahldorfer „Beckens"

Das Pfahldorfer „Becken" liegt ungefähr am Nordrand des Sedimentationsraumes der präriesischen OSM auf der Südlichen Frankenalb; allein dadurch liegt die Annahme eines Zusammenhangs mit der Molassesedimentation nahe (vgl. auch Birzer 1969). Glimmersande alpiner Herkunft sind nordwärts bis ins Gebiet von Denkendorf (5 km ESE Pfahldorf) verbreitet, Süßwasserkalke waren bisher schon bis Gelbelsee (4 km ESE Pfahldorf — in derselben geographischen Breite wie die Krustenkalke in Pfahldorf-SW) bekannt (vgl. C. Dorn 1939; Schnitzer 1956). Ein gewichtiges Argument für einen genetischen Zusammenhang liegt bereits in der Altersgleichheit der Pfahldorfer Sedimente mit der präriesischen OSM; besonders

auch deshalb, weil auf der verkarsteten Hochalb nur unter ganz bestimmten Voraussetzungen Süßwasserkalk-Bildung möglich war. Niederschlagswässer beispielsweise in abgedichteten Dolinen waren hierfür nicht ausreichend (vgl. ANDRES 1951: 20 f.), vielmehr mußte der normalerweise tief gelegene Karstwasserspiegel vorübergehend bis in die Nähe der Oberfläche ansteigen, wofür wiederum regionale Absenkung mit Ausweitung der Molassesedimentation gegen Norden Voraussetzung war.

Die Sedimentation der präriesischen OSM wurde aber durch eine Heraushebung bereits einige Zeit vor dem Ries-Impakt beendet (vgl. HÜTTNER 1961, GALL 1971a), wodurch der Karstwasserspiegel wieder tief absank. Wäre das Pfahldorfer „Becken" tatsächlich — entsprechend den Vorstellungen von ILLIES (1969) und STUCKE (1973) — durch einen Ries-synchronen Kometeneinschlag entstanden, so hätten sich in dem flachen, hoch über dem Karstwasserspiegel liegenden Krater zu dieser Zeit (Obertorton) gar keine Süßwasserkalke bilden können. Ihre Sedimentation wäre erst wieder an der Wende Miozän/Pliozän möglich gewesen, als die Alb im Zuge einer letzten regionalen Absenkung in den Einflußbereich der jüngsten OSM (jüngere Schichtserie; DEHM 1955) geriet (vgl. GALL 1971b). Wie bereits dargelegt, ist die Pfahldorfer Gastropodenfauna aber nur mit der der präriesischen OSM vergleichbar und schließt jegliches jüngere Alter (Obertorton oder gar Sarmat/Pont) aus.

C. DORN (1940: 329 f.) hob noch hervor, daß wegen des Fehlens von Glimmersandeinschwemmungen die Pfahldorfer Sedimente keinen direkten Zusammenhang mit dem Molassebecken gehabt hätten. Und in der Tat muß dies für den tieferen Teil der Sedimente NE Pfahldorf bestätigt werden. Der basale Rotton zeigt ein Schwermineralspektrum (S. 286), das auf eine Herkunft seines Materials von der Alb, also von Norden her, hinweist. Davon abgesehen wird der Ablagerungsraum dieser bereits bei 490 m NN einsetzenden „Teilbeckenfüllung" gegen SW von einem bis über 505 m NN aufsteigenden Malmrücken begrenzt und auch eine Verbindung über das Anlautertal im NE (heutiger Abfluß) zu den Molassegebieten bei Denkendorf ist bei dem flachen obermiozänen Relief der Albhochfläche mit seiner generell gegen Süden gerichteten Entwässerung äußerst unwahrscheinlich. Damit sind der basale Rotton und vielleicht noch ein Teil der darüber folgenden Süßwasserkalke (unterhalb 510 m NN) als Ablagerungen in einem lokalen, durch den hochreichenden Karstwasserspiegel gespeisten Dolinensee zu deuten. Mit einer Impaktkrater-Füllung haben diese Sedimente aus den bereits genannten vielfachen Gründen aber nichts zu tun.

Völlig getrennt von dieser Dolinenhohlform liegen die als terrestrische Krustenkalke zu deutenden Ablagerungen SW Pfahldorf im Bereich des NW-SE-streichenden präobermiozänen Talsystems. Auch sie können in Karsthohlformen gebildet sein.

Die über 510 m NN liegende Mergel/Süßwasserkalkfolge im Pfahldorfer „Becken" hingegen ist durch typisch alpine Schwermineralassoziationen gekennzeichnet (vgl. S. 285 f.). Sie gehört damit zur OSM, deren Sedimentationsbereich nordwärts mindestens bis ins Gebiet um Pfahldorf gereicht haben muß (vgl. Abb. 2).

Terrestrische und limnische Karbonatgesteine bilden die letzten bis heute überlieferten Erosionsrelikte der ursprünglichen Sedimentfüllung. Diese war wahrscheinlich überwiegend aus Tonmergeln zusammengesetzt und hatte nach dem Übergreifen der von tiefen Dolinen ausgehenden Sedimentation über die trennenden Weiß-

jura-Rücken hinweg direkte Verbindung zum Molassebecken. Durch die spät[illegible] Abtragung wurden die Obermiozän-Ablagerungen unter Exhumierung des [illegible] obermiozänen Reliefs bis auf die wenigen Reste entfernt. Zu einer weiteren Ve[illegible]änderung kam es — abgesehen von der jungen Talbildung von Altmühl-Donau und Anlauter — infolge der Verkarstung des Weißjura nicht mehr.

Das Pfahldorfer „Becken" bietet durch seine Morphologie und Geologie ein ganz besonders instruktives Beispiel für die im einzelnen oft sehr differenzierten und besonderen Ablagerungsbedingungen am Nordsaum des Molassetroges. Ähnliche Verhältnisse sind auf der Südlichen Frankenalb mit ihrem durch die Verteilung von Schicht- und Riff-Fazies des Weißjura sowie alte Talanlagen und Verkarstung geprägten Relief noch öfters gegeben und müssen bei jeder Diskussion über kraterverdächtige Strukturen an erster Stelle berücksichtigt werden.

Schriftenverzeichnis

Andres, G. (1951): Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten — Gaimersheim — Wettstetten nördlich von Ingolstadt. — Geologica Bavarica, **7**: 1—57, 8 Abb., 4 Taf., 1 geol. Kt.; München.

Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.) (1969): Das Ries. Geologie, Geophysik und Genese eines Kraters. — Geologica Bavarica, **61**: 478 S., 168 Abb., 23 Tab., 7 Beil.; München.

Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.) (1977): Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, **75**; München.

Birzer, F. (1939): Verwitterung und Landschaftsgeschichte in der Südlichen Frankenalb. — Z. dt. geol. Ges., **91**: 1—57; Berlin.

Birzer, F. (1969): Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **19** (1/2): 1—28, 2 Abb., 1 Taf.; Erlangen.

Classen, J. (1975): A Large Crater Field recognized in Central Europe. — Sky and Telescope, **49** (6): 365—367, 6 Abb.; Cambridge/Mass.

Dehm, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — In: Erl. Geol. Übersichtskarte Süddeutsch. Molasse 1 : 300 000: 81—88; München.

Dorn, C. (1939): Die obermiocänen Süßwasserablagerungen von Denkendorf. — Zbl. Mineral. etc., **1939** (B): 160—181, 5 Abb.; Stuttgart.

Dorn, C. (1940): Beiträge zur Kenntnis der obermiozänen Süßwasserablagerungen der Altmühlalb. — Zbl. Mineral. etc., **1940** (B): 321—333; Stuttgart.

Edlinger, G. v. (1964): Faziesverhältnisse und Tektonik der Malmtafel nördlich Eichstätt/Mfr.. Mit feinstratigraphischer und paläogeographischer Bearbeitung der Eichstätter Schiefer-Vorkommen. — Erlanger geol. Abh., **56**: 75 S., 37 Abb., 1 geol. Kt.; Erlangen.

Gall, H. (1971 a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. — 186 S., 17 Abb., 6 Tab.; München.

Gall, H. (1971 b): Obere Süßwassermolasse (Hangendserie) über Riestrümmermassen bei Graisbach (südöstliches Vorries) und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte der Schwäbisch-Fränkischen Alb. — Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **11**: 295—327, 6 Abb.; München.

Gall, H. & D. Müller (1977): Zur Entstehung der Pseudo-Impaktkrater auf der Südlichen Frankenalb (Bayern). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977** (6): 358—372; Stuttgart.

Gall, H., D. Müller & J. Pohl (1977): Zum geologischen Bau der Randzone des Ries-Kraters. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977** (2): 65—94, 5 Abb.; Stuttgart.

Gault, D. E., W. L. Quaide & V. R. Oberbeck (1968): Impact cratering mechanics and structures. — In: Shock metamorphism of natural materials. B. M. French & N. M. Short (eds.). Mono Book Corporation, 87—100; Baltimore.

Grimm, W.-D. (1957): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., **26**: 97—199, 14 Abb., 1 Tab., Taf. 3—10; Hannover.

Hüttner, R. (1961): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **4**: 49—125, Abb. 3—7, Taf. 4, Tab. 1—2; Freiburg i. Br..

Illies, H. (1969): Nördlinger Ries, Steinheimer Becken, Pfahldorfer Becken und die Moldavite: strukturelle und dynamische Zusammenhänge einer Impact-Gruppe. — Oberrhein. geol. Abh., **18**: 1—31, 16 Abb., Taf. 1; Karlsruhe.

Ložek, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy, **31**: 374 S., 91 Abb., 22 Taf.; Prag.

Müller, D.: Die prä- und postriesischen Obermiozän-Ablagerungen im Altmühl-Rezat-Gebiet. — 278 Mskr.-S., [in Druckvorbereitung].

Reiff, W. (1974): Einschlagkrater kosmischer Körper auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb. — Aufschluß, **25** (7/8): 368—380; Heidelberg.

Rutte, E. (1971): Neue Ries-äquivalente Krater mit Brekzien-Ejekta in der Südlichen Frankenalb, Süddeutschland. — Geoforum, **7** (1971): 84—92, 11 Abb.; Braunschweig.

Rutte, E. (1972): Brekzien und neue Astrobleme in der Südlichen Frankenalb. — Nachr. dt. geol. Ges., **5**: 33—34; Hannover.

Rutte, E. (1974): Neue Befunde zu Astroblemen und Alemoniten in der Schweifregion des Rieskometen. — Oberrhein. geol. Abh., **23**: 97—126, 14 Abb.; Karlsruhe.

Rutte, E. (1975): Das Silifizierungsphänomen des Impactkraters Saal a. d. Donau. — Z. dt. geol. Ges., **126**: 183—197; Hannover.

Sandner, W. (1975): Irdische Meteoritenkrater: Verwischte Spuren kosmischer Einschläge. — Bild Wissensch., **12** (8): 50—56, 11 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Schmidt-Kaler, H. (1974): „Stopfenheimer Kuppel" keine Impaktstruktur. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974** (2): 127—132, Stuttgart.

Schnitzer, W. A. (1953): Sedimentpetrographische Untersuchungen an den postjurassischen Überdeckungsbildungen der mittleren, südlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **3**: 121—134, 2 Abb., 1 Tab.; Erlangen.

Schnitzer, W. A. (1956): Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf — Kösching nördlich von Ingolstadt. — Geologica Bavarica, **28**: 1—47, 7 Abb., 1 geol. Kt.; München.

Schnitzer, W. A. (1965): Geologie des Weißen Jura auf den Blättern Kipfenberg und Gaimersheim (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **57**: 1—45; Erlangen.

Schnitzer, W. A. & W. Bausch (1974): Ein neuer Aragonit-Fundort bei Erlangen und die Genese der fränkischen Aragonit-Vorkommen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **24** (4): 260—270; Erlangen.

Storzer, D., W. Gentner & F. Steinbrunn (1971): Stopfenheimkuppel, Ries Kessel and Steinheim Basin: a triplet cratering event. — Earth planet. Sci. Lett., **13**: 76—78; Amsterdam.

Stucke, W. (1973): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Bereich des Pfahldorfer Beckens auf der südlichen Frankenalb. — Oberrhein. geol. Abh., **22**: 103—113, 5 Abb.; Karlsruhe.

Wenz, W. (1923—1930): Gastropoda extramarina tertiaria (I—XI). — Fossilium Catalogus, I. Animalia, Partes 17, 18, 20, 21, 22, 23, 32, 38, 40, 43, 46, 1—3387; Berlin.

Wenz, W. (1938—1944): Gastropoda. Teil I: Allgemeiner Teil und Prosobranchia (Amphigastropoda und Streptoneura). — Handb. Palaeozool., **6** (1): 1—1639, 4211 Abb.; Berlin.

Wenz, W. & A. Zilch (1959—1960): Gastropoda. Teil II: Euthyneura. — Handb. Palaeozool., **6** (2): 1—835, 2515 Abb.; Berlin.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 17 291—334 München, 6. 7. 1

Anstehende und eiszeitlich verschleppte Obere Süßwasser-Molasse (Ober-Miozän) im Bereich des Riedlinger Beckens (Baden-Württemberg)

Von Hans Karl Zöbelein[1])

Mit 5 Tabellen im Text und 1 Profiltafel als Beilage

Kurzfassung

Die anstehende Obere Süßwasser-Molasse (OSM) umfaßt im Untersuchungsgebiet Silvana-Schichten (Torton) und möglicherweise noch Sarmat. Die hier gefundenen Landschnecken erlauben keine Abgrenzung und Unterteilung der beiden Stufen. Ein petrographisch-stratigraphischer Vergleich aller bisher veröffentlichten Profile des Gebietes und seiner nördlichen Nachbarschaft erbrachte Teilergebnisse, aber keine einheitliche Gliederung.

„Pflanzenkalke" sind ebenso wie „Schlammkugeln" Bildungen von Blau-Grün-Algen, Cyanophyceen. Die Pflanzenkalke in den Steinbrüchen am Nordrand des Tautschbuchs entsprechen stratigraphisch und makroskopisch dem tieferen Pflanzenkalk-Vorkommen am Tautschbuch-Südhang. Am Nordrand ist die obere Hälfte der OSM abgetragen worden.

Eiszeitliche Ablagerungen wurden während und nach der Eiszeit stark ausgeräumt. Am Tautschbuch-Südhang reicht Moräne der mittleren Serie (Alt-Riß) noch bis auf 660 m ü. NN. hinauf. Zur mittleren Serie gehört auch die „Riß-I-Endmoräne" südlich Pflummern.

Eiszeitlich verschleppte Obere Süßwasser-Molasse stammt zum Teil aus dem Untergrund des Riedlinger Beckens. Pflanzenkalk-Blöcke kommen vom Tautschbuch und Österberg, nicht vom östlichen Beckenrand. Schnekkenführende Findlinge können mangels Leitfossilien und Leitgesteinen in der OSM des Gletscher-Einzugsgebietes keiner bestimmten Schicht oder Örtlichkeit des Anstehenden zugewiesen werden.

Abstract

The outcropping Upper Freshwater Molasse (OSM) includes Silvana beds (Tortonian) and possibly Sarmatian beds in the area of investigation. The terrestrian gastropods found here do not permit the drawing of a line between the two stages. A petrographical-stratigraphical correlation of all sections published

[1]) Dr. H. K. Zöbelein, Arnpeckstraße 10, 8000 München 90.

so far resulted in fragmental information but did not succeed in a regional subdivision.

„Algal limestones" (Pflanzenkalke) and „mud balls" (Schlammkugeln) are products of Blue-green algae (Cyanophycea). The algal limestones in the quarries at the North rim of the „Tautschbuch" can be correlated with the deeper algal limestone occurrence at the South slope of the „Tautschbuch". The upper part of the OSM has been denudated at the North rim.

Glacial deposits were greatly removed during and after the glacial period. Morain of the Middle Series (Alt-Riß) reaches up to 660 m above SL at the South slope of the „Tautschbuch". The terminal-morain of Riß I South of Pflummern belongs also to the Middle Series.

Upper Freshwater Molasse drifted by glacial action is partly derived from the subsurface of the Riedlinger Basin. Boulders of Algal limestone originated from Tautschbuch and Österberg, not from the eastern margin of the basin. Blocks carrying gastropodes cannot be correlated with the in situ OSM of the glacier drainage area because of the lack of key fossiles and marker beds.

Inhalt

A. Einleitung 293
B. Faunistische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse 295
1. Gliederung mittels Landschnecken 295
2. Landschneckenfunde am Tautschbuch, Österberg und Emerberg 296
3. Rückblick und Folgerungen 299
C. Algenkalke in der Oberen Süßwasser-Molasse 299
D. Petrographische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse 301
1. Gliederungen von Schad, Schwarz und Heinzelmann (Tab. 1) 301
2. Gliederungen von Prinz und Haag 302
3. Mächtigkeiten der Oberen Süßwasser-Molasse, der Süß-Brackwasser-Molasse und Pleistozän-Obergrenzen im Gletscher-Einzugsgebiet (Tab. 2) 302
4. Profile durch die Obere Süßwasser-Molasse und ihr Liegendes am Tautschbuch, Österberg, Emerberg und Landgericht (Profiltafel 1) 305
a) Allgemeine Bemerkungen (: 305). b) Erläuterung der Profile und Quellennachweise (: 306).
Tautschbuch-Südhang (Nr. 1a—1c: 306). Tautschbuch-Südost-Ecke (Nr. 2: 306). Österberg (Nr. 3: 307). Mörsingen (Nr. 4: 307). Tautschbuch-Nordhang (Nr. 5—8: 307). Emerberg-Westseite (Nr. 9a—11: 307). Emerberg-Südhang (Nr. 12 bis 14: 308). Emerberg-Ost- und Nordseite (Nr. 15—16: 309). Landgericht (Nr. 17—21: 309).
5. Die Zweiteilung der Oberen Süßwasser-Molasse bei Haag (Tab. 3) 311
6. Morphologische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse bei Glökler . . 312
7. Sedimentpetrographische Befunde 313
8. Rückblick und Folgerungen 313
E. Größere Aufschlüsse am Tautschbuch 315
1.—2. Steinbrüche Täschle und Fohren nördlich Langenenslingen 315
3.—5. Höhere Steinbrüche nördlich Langenenslingen 315
6. Aufschlüsse an der Straße Langenenslingen-Friedingen 316
7. Steinbruch nördlich Michelfeld/Pflummern 318
8. Sandgrube nordwestlich Grüningen 318
9. Steinbruch nahe dem Sechseckigen Stein östlich Mörsingen 318
10. Aufschlüsse an der Bundesstraße 312 westlich der Donauschleife von Zell (Tab. 4) 319

F. Stratigraphischer Vergleich des Tautschbuch-Nordrandes mit dem Tautschbuch-Südhang (Tab. 5) . . . . . 3..
G. Obere Süßwasser-Molasse am Ostrand des Riedlinger Beckens . . . . . 3..
1. Bussen 321
2. Berge südöstlich Reutlingendorf 322
3. Stratigraphisch-tektonischer Vergleich zwischen Bussen, Hungerberg und Österberg 322
H. Gletscherhöhen und Ausräumung eiszeitlicher Ablagerungen 323
1. Kartierungsbefunde (aus Heinzelmann & Wenk; Haag) 323
2. Die Abtrennung des Österbergs vom Tautschbuch 323
3. Gletscherhöhe am Österberg 324
4. Aufschlüsse im Pleistozän südlich Pflummern 324
5. Haag's „Mindelschotter" am nordöstlichen Tautschbuch 325
I. Herkunft eiszeitlich verschleppter Oberer Süßwasser-Molasse 326
1. Örtliche Herkunft 326
2. Herkunfts-Gebiete 326
3. Zu Schreiner's Bergsturz-(Bergrutsch-)Hypothese 327
J. Zusammenfassung 329
K. Berichtigungen zu Zöbelein (1973) 331
L. Schriftenverzeichnis 332

A. Einleitung

Die Ablagerungen des Rheingletschers führen im Endmoränengebiet um Zwiefaltendorf a. d. Donau neben Gesteinen der Alpen und des Weißjura solche des Jung-Tertiärs. Aus letzteren hatte Schlickum in der Gemeinde-Kiesgrube (Kgr.) von Zwiefaltendorf eine reiche Molluskenfauna der Silvana-Schichten (Torton) geborgen und 1976 veröffentlicht. Auf seine Vorstellungen hin hatte ich mich schließlich auf das Wagnis eingelassen, die Herkunft dieser schneckenführenden Findlinge zu erkunden. Die notwendigen Untersuchungen des Pleistozäns wurden mit Hilfe von Grobsediment-Analysen durchgeführt (Zöbelein 1973)[2]). Dabei ergab sich, daß die eiszeitliche Schichtfolge im Endmoränengebiet aus drei Serien, und zwar jeweils einem Schotter und einer darüber liegenden Moräne besteht. Die Gesteine des Weißjura und des Jung-Tertiär, also die örtlichen Komponenten, herrschen in der mittleren (weißen) Serie in den groben Fraktionen bei weitem vor. Daraus stammen die Schneckenfunde in den Kgr. Das Jung-Tertiär des Riedlinger Beckens und seiner Nachbarschaft besteht vorwiegend aus tortonen Silvana-Schichten, in seinen profilhöchsten Teilen vielleicht noch aus Sarmat. Für diese Schichtfolge wird hier der übergeordnete Begriff Obere Süßwasser-Molasse (OSM) verwendet.

Wenn man die Herkunft der verschleppten OSM-Gesteine ermitteln will, muß

[2]) Berichtigungen hierzu stehen am Schluß dieses Beitrages.

In Zöbelein 1973 (: 253) wurde eine Veröffentlichung von Schlickum & Zöbelein über die Schneckenfauna aus verschleppten Silvana-Schichten bei Zwiefaltendorf angekündigt. Sie sollte auch meine Funde aus der Kgr. Kleine Reute-E (: 262) umfassen. Im Laufe der Vorarbeiten kam ich zu der Auffassung, daß es zweckmäßig wäre, jene Schneckenarten, die nicht in diesen Kgr. gefunden wurden, aus anstehenden Vorkommen einzubeziehen. Damit wäre seit Sandberger (1870—1875) wieder eine Gesamtdarstellung der Schnecken der württembergischen Silvana-Schichten erfolgt. Leider ließ sich diese Absicht vorerst nicht verwirklichen.

man außer dem Pleistozän auch die faunistische und petrographische Gliederung der OSM im Gletscher-Einzugsgebiet kennen. Hierüber liegt nur die Dissertation von SCHWARZ (1913) über den Tautschbuch und Emerberg vor. Seine Untersuchungen greifen im Norden auf das extramoräne Gebiet über. Dort überschneiden sie sich mit den Arbeitsgebieten von PRINZ (1959; 1974), Blatt 7723 Munderkingen und von HAAG (1960), Bl. 7722 Zwiefalten. Auf Bl. Munderkingen liegt das Landgericht, das SCHAD (1908) in seiner Dissertation behandelt und zum Tautschbuch-Emerberg in Beziehung gesetzt hat. Die OSM-Gliederungen dieser Gebiete wurden zwecks Überprüfung miteinander verglichen. Dabei sollte sich auch zeigen, ob eine einheitliche Gliederung der OSM für diesen Bereich zu erstellen war. Für die Untersuchungen standen außerdem die Manuskript-Karten von HEINZELMANN & WENK (1948) und HEINZELMANN (1948 a) zur Verfügung.

Stratigraphisch-petrographische Befunde der Autoren wurden in einer Tafel und fünf Tabellen zusammengestellt. Nur so konnten sie überblickt und angezogen werden (s. Inhaltsverzeichnis, D 1, 3, 4, 5; E 10; F).

Aus älterer Zeit liegen nur kurze Hinweise auf erratische Gesteine der OSM und ihre Fossileinschlüsse vor. ENGEL erwähnt (1908: 554) eine Kgr. rechts (lies links) der Landstraße von Zwiefalten nach Riedlingen, 1 km talauswärts von ersterem Ort entfernt, „in welcher auch mächtige Blöcke aus Sylvanakalk (vom Gehänge des Teutschbuchs abgestürzt oder heruntergeflößt) lagern. Aus denselben lassen sich die Schnecken dieses Horizonts ganz vorzüglich herausschlagen *(Helix sylvana, Planorbis cornu, Lymnaeus)*" (Kursivschrift vom Verf.). Es handelt sich wohl um die Kgr. an der Kl. Reute-E neben dem „Gleisensteig". Aus dieser oder der Gemeinde-Kgr. nennen auch WENZ und GOTTSCHICK Schneckenfunde (vgl. SCHLICKUM 1976: 6,3). ENGEL und SCHWARZ (1913: 32) erwähnen die Kgr. im Maueresch bei Bechingen als weiteren Schneckenfundort. WENZ kennt von dort *Janulus supracostatus* (SANDBERGER) (vgl. SCHLICKUM 1976: 13) und *Pseudoleacina (P.) eburnea eburnea* (KLEIN) (1923: 857—858). Diese Kgr. lieferte übrigens die meisten schneckenführenden Grobsedimente aus Silvana-Schichten (ZÖBELEIN 1973: 288, 271). Die größeren Blöcke neben kleinerem Zerreibsel dieser Kgr. und jener am Hühnerbühl (Grüningen) (jetzt Müllgrube) seien laut SCHWARZ durch den „Druck der eiszeitlichen Moränenwälle" von Tautschbuch und Österberg losgezerrt worden.

Für Auskünfte, Hinweise oder sonstige Hilfen möchte ich folgenden Damen und Herren herzlich danken: Dr. H. BEHMEL, Stuttgart; Reg.-Baudirektor BÜRK, Riedlingen; EISELE, Stuttgart; G. FALKNER, München; Dr. W. FISCHER, Tübingen; Prof. Dr. H. FÜCHTBAUER, Bochum; Dr. H. GALL, München; Straßenbaumeister K. GERHARDT, Sigmaringen; Prof. Dr. R. GERMAN, Tübingen; Prof. Dr. H. HAGN, München; Dr. K. HINKELBEIN, Stuttgart; Revierförster KARLE, 7941 Reutlingendorf; M. KIEFERLE, 7941 Hailtingen; Prof. Dr. K. LEMCKE, München; Forstamtmann MILLER, Langenenslingen; Dr. D. MÜLLER, München; G. MÜLLER, Zwiefaltendorf; Dr. K. MÜNZING, Freiburg i. Br.; Forstdirektor RIESTER, Riedlingen; A. ROMAHN, damals Tübingen; K. SAUTER, Zwiefaltendorf; Prof. Dr. I. SCHAEFER, Gräfelfing; H. SCHMIDT, Tübingen; Dr. A. SCHREINER, Freiburg i. Br.; Dr. G. TRUC, Lyon; Dipl.-Geol. D. ZACHMANN, Stuttgart. — Herr Dr. L. HAPPEL, München, übersetzte die Kurzfassung ins Englische. Die Reinzeichnung der Tafel fertigte Herr H. FRANK, Graphiker an der Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München. Frau M.-E. BECKER, Oberstdorf/Allg., hat mich auch diesmal tatkräftig im Gelände unterstützt.

B. Faunistische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse[3])

Die OSM des deutschen Alpenvorlandes umfaßt Torton, Sarmat und Pliozän. Unter-Pliozän wurde neuerdings durch eine Kleinsäuger-Fauna belegt (Mayr & Fahlbusch 1975). Im Gebiet des Riedlinger Beckens und seiner Umgebung ist Unter-Pliozän bisher unbekannt. Ob hier das Torton mittels Landschnecken gegliedert und das evtl. vorhandene Sarmat davon abgetrennt werden kann, soll im folgenden erörtert werden. Fossilbestimmungen der Autoren konnten nicht überprüft werden. Ich muß bis zum Beweis des Gegenteils annehmen, daß sie richtig sind.

1. Gliederung mittels Landschnecken

Die Einteilung der OSM in Silvana-Schichten (Torton) und Sylvestrina-Schichten (Sarmat) geht auf Wenz (1921: 563) zurück. Namengebend sind die Landschnecken *Cepaea silvana* (Klein) und *Cepaea sylvestrina* (Schlotheim).

Wenz gliedert (1920: 157—158; 1924: 186) die Silvana-Schichten des oberschwäbischen Donaugebietes folgendermaßen:

„Obere Silvanaschichten: mit *Cepaea silvana malleolata* (Sandb.) = Malleolataschichten von Altheim bei Ehingen.

Mittlere Silvanaschichten: mit *C. silvana silvana* (Klein) und *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* (Klein). *C. silvana silvana* bei weitem vorherrschend. *C. eversa larteti* (Boissy) äußerst selten.

Untere Silvanaschichten: mit *C. eversa larteti* (Boissy), *C. silvana* selten!

a) Lartetischichten: mit *C. eversa larteti* (Boissy).

b) Flammenmergel mit *C. dentula* (Quenstedt)."

Wenz bemerkt dazu (: 186, 183) daß *C. eversa larteti* in beiden Horizonten der Unteren Silvana-Schichten, *C. dentula* nur in den Flammenmergeln vorkommt. Beide seien allerdings „nicht gänzlich auf die U. Silvanaschichten beschränkt". *C. dentula* nennt er (: 183) auch aus den „Helicidenmergeln" und aus den sarmatischen Tuffen des Randecker Maares und [den pliozänen] des Hegaus. — Wenz und Kiderlen stellen die Heliciden-Mergel nicht, wie Prinz (1959: 57) meint, in die Unteren Silvana-Schichten. Ersterer hält sie für etwas älter (1924: 186), letzterer (1931: 342) sie für „mindestens z. T." gleichalt.

Jooss nimmt (1923: 201[2]) *C. eversa larteti* aus der Wenz'schen Gliederung heraus. Denn Wenz hätte (1920: 155) die Art selbst in den Mittleren Silvana-Schichten gefunden und Jooss besäße sie daraus aus weiteren fünf Fundorten.

Den ersten Zweifel daran, daß man die OSM mittels Landschnecken gliedern könne, hat wohl O. Fraas (1888: 8) geäußert: „So wenig wir *sylvestrina* Z. [nicht Zieten, sondern Schlotheim] und *sylvana* Klein in ihren best erhaltenen Indivi-

[3]) Wenn ein Autor im Schriftenverzeichnis nur mit einer Veröffentlichung vertreten ist, wiederhole ich im laufenden Text i. allg. nicht das Erscheinungsjahr, sondern zitiere nur die Seitenzahl(en).

[4]) Solange eine neue europäische Tertiär-Gliederung noch im Ausbau und die süddeutsche Molasse darin nicht allgemein einzuordnen ist, verwende ich die herkömmliche Stratigraphie.

duen aus einander zu halten im Stande sind, so wenig ist es mit der SANDBERGER'schen *malleolata* möglich" [Kursivschrift und Kapitälchen vom Verf.]. Es sei „... die Verwandtschaft mit *sylvana* so groß, daß sie vielleicht nur eine Abart vorstellt".

SEEMANN verneint (1930) die Möglichkeit, die OSM nach WENZ zu gliedern. Viele Formen von *C. sylvestrina sylvestrina* und die zugehörigen Varianten könnten kaum von *C. eversa larteti* unterschieden werden (: 84). Am Schienerberg bei Öhningen Bodensee lägen Schichten mit Sylvestrina-Fauna zwischen solchen mit Silvana-Fauna (: 82). *C. silvana malleolata* sei eine ziemlich unsichere Form, worin er mit O. FRAAS und Herrn G. Falkner (mündl. Mitt.) übereinstimmt. *C. silvana silvana* komme in ihrer typischen Form nur im Riedlinger-Ulmer Gebiet vor und bleibe im ganzen Schichtpaket von unten bis oben gleich. Ebenso laufe, abgesehen von örtlichen Varianten, im wesentlichen die Gesamtfauna durch das Obermiozän hindurch (: 85, 114, 118). SEEMANN verweist (: 103—104) auf entsprechende Aussagen von SCHWARZ (: 23) bezüglich des Tautschbuch-Emerberg-Gebietes. Mangels einer faunistischen Gliederungsmöglichkeit möchte SEEMANN sämtliche Obermiozän-Schichten, wie früher üblich, als Silvana-Schichten bezeichnen.

Im Untersuchungsgebiet von PRINZ (1959) liegt *Cepaea silvana* „in zahlreichen Exemplaren aus der gesamten Schichtfolge der OSM vor und tritt gerade im Liegenden des oberen Sand-Tonmergel-Horizontes bei Mundingen sehr häufig auf" (: 58). QUENSTEDT hat dort zwischen 710 und 720 m *C. sylvestrina,* ENGEL *C. silvana* und PRINZ die letztere zwischen 727 und 735 m gefunden (: 53—54; unsere Taf. 1, Prof. 21 u. Erl.). Aus diesen Gründen schließt sich PRINZ der Ansicht SEEMANN's an und lehnt die Gliederung von WENZ ab (: 58). Eine Gliederung der OSM auf faunistischer Grundlage erscheint ihm daher nicht möglich (1974: 47).

Demgegenüber betont SCHLICKUM (1976: 17), daß *C. silvana* bisher nur aus dem Torton sicher nachgewiesen ist. GALL konnte (1969: 61 ff.) Untere und Mittlere Silvana-Schichten im Vor-Ries aufgrund der Gliederung von WENZ ausscheiden, was ihm gegen SEEMANN's Auffassung spricht. Nach seinen variationsstatistischen Messungen an Steinkernen (1972: 11) lassen sich *C. silvana* von *C. eversa larteti* und von *C. sylvestrina* trennen, letztere beiden i. allg. auch voneinander.

Eine Gliederung der OSM mittels Ostracoden war im Arbeitsgebiet von PRINZ nicht durchzuführen (1959: 68). HAAG (: 80, 84) fand brackische Ostracoden 5 und 7 m über der Sohle der OSM (590 m) W der großen Donauschleife von Zell sowie in den obersten Flammenmergeln, 18 und 19 m über der OSM-Sohle (560 m) bei Baach: *Candona suevica* STRAUB und *Candona kirchbergensis* STRAUB. Er bestätigt (: 96, 116) die Auffassung von STRAUB (1952: 462; Taf. 4), daß die untersten Teile der OSM noch nicht vollkommen ausgesüßt waren. Eine abweichende Auffassung vertritt SCHLICKUM (1974: 524).

2. Landschneckenfunde am Tautschbuch, Österberg und Emerberg

Diesbezüglich lieferte die SCHWARZ'sche Veröffentlichung neben widersprüchlichen oder überholten Aussagen einige faunistische Hinweise. Seine Fossilliste umfaßt 50 Arten, die er aus der Literatur und eigenen Aufsammlungen (det. Jooss) zusammengestellt hat. Doch nur bei 16 Schneckenarten kann man aus seinen Pro-

filen (: 42 ff.) und einigen Textstellen die Fundorte ermitteln. Daher sind [illegible] Aussagen nicht auszuwerten. — Angeblich (: 22) führen nur bestimmte Bänk Conchylien, am häufigsten Schokolad- und Kalkmergel. SCHWARZ zählt 8 „hau[illegible] sächliche Leitversteinerungen" für die Silvana-Schichten seines Gebietes auf (: 23). Hiervon sind nach WENZ (1923—1930) nur folgende auf das Torton beschränkt[5]): *Cepaea silvana, Tropidomphalus incrassatus, Klikia (Klikia) giengensis* (KLEIN) und *Tudorella conica* (KLEIN); (vgl. SCHLICKUM 1976). SCHWARZ' Landschnecken-Fauna aus den Flammenmergeln (: 31, 51[1], 53) weicht von der WENZ'schen (1924: 182 ff.) ab. Von jeweils 9 Arten nennen beide Autoren gemeinsam nur *Cepaea silvana* und *Tudorella conica*.

SCHWARZ erwähnt (: 34, 37) die „für den Silvanakalk sehr jungen Leitformen" *Melanopsis kleini kleini* KURR vom ehemaligen Tautschhof (aus SANDBERGER 1874: 574); dazu seine eigenen Funde vom „Emerberg", *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus sparsistictus* (SANDBERGER) und *Klikia (Klikia) osculina* (SANDBERGER). Sie könnten (: 37) „als ebenso ausgezeichnete Leitfossilien der über den Sylvanakalken gelegenen Kalkbänke betrachtet werden, als *[Cepaea silvana] malleolata*"; (er bezieht sich auf SANDBERGER : 586). Doch stellt SCHWARZ diese höheren Teile der Schichtfolge zu seiner III. Abteilung[6]) der Silvana-Schichten (: 34, 52). — Wenn es sich bei diesen drei „jungen" Arten um „ausgezeichnete Leitfossilien" handelt, dann trifft SCHWARZ's Aussage (: 23) nicht zu, daß sich „innerhalb des gesamten Schichtkomplexes keine bedeutenden Veränderungen gezeigt . . ." haben.

SANDBERGER schreibt (: 565[3]) zu diesen Arten: „Der Kalk mit *Helix malleolata* enthält nur drei ihm eigenthümliche Arten, nämlich *Helix malleolata, osculina* und *sparsisticta*". Andere Arten, darunter „*Melanopsis Kleinii* . . . kommen auch schon in der untersten Abteilung vor. Der auffallende Unterschied gegen diese besteht daher besonders in dem Fehlen der *Helix sylvana, osculum* [= *Klikia giengensis*], *inflexa* (typus) *[= Tropidomphalus incrassatus incrassatus], Cyclostomus consobrinus* und anderer häufiger Arten" (Kursivschrift vom Verf.). — SCHWARZ's erste „junge Leitform", *Melanopsis kleini* entfällt daher als solche. Die zweite, *Tropidomphalus incrassatus sparsistictus* kommt im SCHWARZ'schen Fundpunkt (: 52) zusammen mit *Tropidomphalus incrassatus incrassatus* vor. Das spricht gegen *sparsistictus*, da „Unterarten grundsätzlich nicht rein nebeneinander vorkommen können" (vgl. SCHLICKUM 1976: 13). SCHWARZ hat in gleicher Schicht, entgegen der Feststellung SANDBERGERS, auch *Cepaea silvana* und *Pomatias consobrinum* (SANDBERGER) gefunden. — Die letzte der drei „jungen Leitformen", *Klikia osculina*, führt WENZ (1923: 546—547) aus den Malleolata-Schichten von Altheim, vom „Emerberg" (nach SCHWARZ) und aus dem Sarmat an. SCHWARZ' Funde stammen aus einer „Wegrandschürfung am Otternbrunnen etwas östlich vom Bühlhof" (: 34[1]). Die dort entdeckten Arten zählt er in seinem Profil auf (: 52—53) und stellt sie in seine III. Abteilung, die bei 676 m beginnt (unsere Taf. 1, Prof. 9a). Östlich Bühlhof verläuft der Weg Baach-Aternbrunnen-Brand von 650—660 m im Bereich der NE ziehenden „Baacher Teilstörung". Sie senkt die SE-Scholle um 30 m ab (HAAG: 111, Taf. 2). Die Schichten der Hochscholle entsprechen also bis zu 680 bis

[5]) Nach heutiger Nomenklatur. Bereits erwähnte Namen von Untergattungen, Unterarten und Autoren werden nicht wiederholt, Nominat-Unterarten (z. B. *Cepaea silvana silvana)* i. allg. nicht genannt.

[6]) Über die SCHWARZ'sche Gliederung in die Abteilungen I—III siehe S. 303.

690 m jenen der Tiefscholle. (Bei 685 m liegt bereits der Waldrand von Brand im NE des Bühlhofs.) Die SCHWARZ'sche Fundstelle fällt daher in seine II. Abteilung, wenn sie nicht ohnehin aufgrund ihrer Lage dorthin gehörte. Damit hat auch *Klikia osculina* ihren Charakter als „junge Leitform" verloren.

SCHLICKUM hat drei Exemplare von *Klikia osculina* in der Gemeinde-Kgr. Zwiefaltendorf gefunden (1976: 16). Da sie eiszeitlich verschleppt sind, können sie nicht vom Emerberg und ohnehin nicht von Altheim bei Ehingen stammen. Denkbar wäre noch eine Herkunft aus Malleolata-Schichten im Gletscher-Einzugsbereich. Außer von Altheim sind diese aber nirgends bekannt. Der Zweifel an der faunistischen Besonderheit der Malleolata-Schichten bzw. ihrer Arten wird dadurch bestärkt.

SCHWARZ begründet (: 23) das Fehlen bedeutender faunistischer Veränderungen damit, daß „z. B." *C. silvana* und *Planorbarius cornu mantelli* (DUNKER), „die gemeinsten Leitformen", „in deren obersten Bänken genau so zahlreich zu finden [sind] wie in den untersten". — Letztere Art reicht vom Burdigal bis zum ?oberen Unterpliozän (WENZ 1923: 1452—1469; SCHLICKUM 1976: 7). Schlüsselt man die Verteilung von *C. silvana* in den SCHWARZ'schen Profilen (: 42—54) nach Fundschichten auf, so ergibt sich folgendes: In seiner I. Abteilung, die nur „einige wenige Exemplare" (: 27) geliefert hat, ist *C. silvana* zweimal vertreten (: 49, 54; unsere Prof. 13, 10). Die erste Fundschicht bezeichnet PRINZ als „Kalkschutt", die zweite ist lt. SCHWARZ „sehr schwach aufgeschlossen". In der II. Abteilung führen 12 Schichten *C. silvana* (: 47, 48—49, 53, 54). In der III. Abteilung, im Bereich Aternbrunnen, fehlt die Art, da der Fund in die II. Abteilung fällt (s. oben). Das Verhältnis von 2 (?) : 12 : 0 widerspricht der Angabe von SCHWARZ über durchgehend gleiche Häufigkeit.

Tropidomphalus incrassatus führt WENZ in seinem Gliederungsschema nur in den Mittleren Silvana-Schichten auf. Er fand die Art aber auch in den Larteti-Schichten des Stoffelsberges am Landgericht (1924: 85). Außerdem nennt er sie (1923: 515) wie SEEMANN (: 85) aus dem Sarmat. Unter den Fundorten erscheint Irsee bei Kaufbeuren, der in das Unter-Pliozän gehört (MAYR & FAHLBUSCH 1975). — In der Dreiteilung der Silvana-Schichten von SCHWARZ, die „vorwiegend auf petrographischen Merkmalen, jedoch unter Beiziehung von Fossilien, fußt" (: 24), sei *Tropidomphalus incrassatus* eine der „häufiger auftretende(n) Arten" der III. Abteilung. Die einzige, in den Profilen daraus genannte Fundschicht beim Aternbrunnen (: 52) gehört zur II. Abteilung (s. oben). Das Vorkommen in der I. Abteilung (: 54, unser Prof. 10) ist wie gesagt unsicher. Den Fund in den Flammenmergeln von Baach teilt SCHWARZ seiner II. Abteilung zu (: 27, 53; unser Prof. 9 a). Insgesamt ist *Tropidomphalus incrassatus* in den SCHWARZ'schen Profilen und aus Mörsingen sechsmal belegt. Davon fallen eine Fundschicht in seine I. und fünf in seine II. Abteilung (: 30, 47, 49, 52, 53, 54). — PRINZ nennt die Art zusammen mit *C. silvana* vom Emerberg aus 657 m Höhe (unser Prof. 15 u. Erl.), womit sie in der II. Abteilung von SCHWARZ läge. Beide Arten fanden ENGEL und PRINZ in hohen Teilen der OSM am Landgericht, zwischen 710 und 720 m bzw. 727 und 735 m; aus ersterer Schicht stammt auch QUENSTEDT's *C. sylvestrina* (unser Prof. 21 u. Erl.).

In Mergelkalken der ziemlich hohen OSM, auf 725—278 m, kommen NW Langenenslingen relativ häufig Steinkerne von *C. eversa larteti* vor (unser Prof. 1a; S. 316).

Die drei faunistischen Einheiten der Silvana-Schichten von WENZ entsprechen natürlich nicht den drei petrographischen, mit Schnecken garnierten Abteilungen von SCHWARZ. Soweit indes die SCHWARZ'schen Angaben an Hand seiner Fundschichten zu überprüfen sind, würden sie eher die WENZ'schen als seine eigenen Aussagen bestätigen.

Cepaea eversa larteti kann nicht mehr als bezeichnende Art der Unteren Silvana-Schichten gelten. Außer von den fünf JOOSS'schen Fundpunkten kennt man sie auch vom „Forchenwäldchen am Emerberg" (unser Prof. 14, 604—607 m ?; Slg. GOTTSCHICK im Mus. Geol. Paläont. Univ. Tübingen) und nun aus hoher OSM im obersten Stbr. N Langenenslingen. *Tropidomphalus incrassatus* mag in den Mittleren Silvana-Schichten häufig sein, kommt aber von den Unteren Silvana-Schichten bis in das Unter-Pliozän vor. *Klikia osculina* und *Tropidomphalus incrassatus sparsistictus* sind nicht auf die Malleolata-Schichten von Altheim/Ehingen beschränkt. Es tauchen Zweifel an der Eigenständigkeit dieser Formen und der Malleolata-Schichten auf. — Ein Problem ist das beschriebene Zusammenvorkommen von *C. silvana* und *C. sylvestrina*. Es hat mich mit veranlaßt, in dieser Arbeit von OSM statt von Silvana-Schichten zu sprechen. Aus dem Zusammenvorkommen beider Arten zu folgern, daß die OSM faunistisch nicht zu unterteilen ist, kann und soll sich wohl nur auf ein beschränktes Gebiet beziehen. Erinnert sei etwa an Entwicklungsreihen von Schnecken (s. WENZ 1920), stufeneigene Schnecken in Torton und Sarmat (s. WENZ 1923—1930) oder die erfolgreiche Gliederung der OSM mittels Groß- und Kleinsäugern.

In der OSM des Gletscher-Einzugsgebietes sind allerdings keine Schnecken bekannt, die eine Unterteilung ermöglichen würden, geschweige denn solche, die einem bestimmten Horizont oder gar einer Örtlichkeit zuzuweisen wären. Die zahlreichen, gut erhaltenen Kleinformen im pleistozänen Sand der Kgr. Kleine Reute-E (die inzwischen Abfallgrube wurde) sind meist schwimmend, teils flotierend zugeführt worden. Auf diese Weise wurden sie beim Ausschlämmen auch gewonnen. Ich möchte den Verdacht nicht unterdrücken, daß sie vom Tautschbuch-Hang, und zwar von den sehr fossilreichen Mergeln der „Birk" eingeschwemmt wurden. Von dort hat schon KLEIN (1853: 203) Schnecken erwähnt[7]).

C. Algenkalke in der Oberen Süßwasser-Molasse

Vor der Erörterung der petrographischen Beschaffenheit und Gliederung der OSM sei auf die Benennung zugehöriger Kalke durch verschiedene Autoren verwiesen (ZÖBELEIN: 254). Da die Pflanzenkalke in den Kgr. um Zwiefaltendorf eine besondere Rolle spielen und ihre Entstehung unterschiedlich beurteilt wird, sollen sie eigens behandelt werden.

---

[7]) Die Lage der „Birk" (s.: 320) haben mir Herr Altbürgermeister K. SAUTER und Herr G. MÜLLER, Zwiefaltendorf, erklärt. KLEIN's Höhenangabe „120′ über der Donau" entsprechen 518 + 120 × 0,28649 = rd. 552,4 m ü. NN. Neben dem gesetzlichen württ. Fuß bestand ein „Landesvermessungsfuß" zu 0,28642 m. Frdl. Mitt. des Landesvermessungsamtes Baden-Württ., Herrn Eisele, Stuttgart.

In anstehenden und verschleppten hellbraunen Kalken sieht man dunkler bräunliche, engschalige Kalk-Kugeln, -Walzen oder -Knollen, auch -Röhren und unregelmäßig geformte, teils verzweigte Kalk-Stäbchen und -Krusten. Ihre oft feinste Schichtung wird durch vielfachen Wechsel hellerer und dunklerer Lamellen verdeutlicht. Gelegentlich sind anorganische Reste umkrustet, aber auch Süßwasserschnecken, meist *Brotia*, daneben *Radix*, seltener Landschnecken. Die Schneckenhäuser liegen als „Mumien" vor.

Derlei Kalkkugeln in der Unteren Süßwasser-Molasse (USM) führt E. Fraas (1897; zit. in Schad 1908: 257) auf gesteinsbildenden Algen, Codiaceen, in ausgesüßten Gewässern zurück. — Auch Schad vermutet (: 256—257, 290), daß wasserbewohnende Algen neben Fremdkörpern den Anstoß zur Sinterbildung, auch zur Umkrustung lebender Pflanzenteile gegeben haben. Walzen- oder Kugelform gingen indes auf Wasserbewegung am Strand zurück. „Ein Teil der Pflanzenkalke dürfte aus Kalktuffen entstanden sein". Pflanzenkalke bei Hausen am Hochsträß seien feinpisolithische Sprudelkalke. — Schwarz (: 9) hält die „Pisolithbildung", auch in einigen Teilen der OSM „für einen gewöhnlichen Konkretionsvorgang", da die Fraas'schen Codiaceen Meeresbewohner seien. Die Einschlüsse dunkelbräunlicher, „meist kreisförmiger oder eliptischer Ringe" in etwas hellerbräunlichen Pflanzenkalken stellen „versteinerte röhrenförmige Pflanzenreste dar". Sie seien durch ihre „zonar angeordnete Struktur untrüglich als Quer- und Schrägschnitte von Gefäßbündeln, Stengelgliedern usw. versteinerter Wasserpflanzen zu erknennen, die in der Riedlinger Gegend ein weit ausgedehntes Röhricht gebildet haben müssen" (: 26—27). — Wegen des Fehlens von Algenschläuchen deutet Berz (1915: 340, 341 ff.) die kugeligen Formen als „rein anorganischen Ursprungs". Sie seien aus zusammengeballtem, dann erhärtetem und am Ufer flacher Seen hin- und hergerolltem Kalkschlamm entstanden und so vergrößert worden. Dagegen seien Mumien als Umkrustungen durch Kalkalgen aufzufassen. Gleiches gelte für unregelmäßig und lang- oder kurzzylindrische, innen leere Körper mit ebenfalls schaligem Aufbau, wohl umkrusteten Pflanzenresten. — Der Kalkalgen-Spezialist Pia sieht auch die Kalkkugeln als Kalkalgen-Bildungen an. Ein Fehlen von Algenschläuchen sei nicht entscheidend (1933: 194—195, 171, 182, 185). — Algenkalk-Bildungen mit mikroskopischem Algennachweis wurden dann aus der Subalpinen Molasse der Schweiz durch Speck (1949: 1—11) und aus der Vorland-Molasse von Baden-Württemberg durch Rutte bekannt (1954: 242; vgl. Pia 1933: 195). — Ob Haag's (: 88) Kalkknollen nahe der Tertiär-Basis von Gauingen-Hochberg hierher gehören, bleibt mangels näherer Beschreibung offen. Sie werden mit Krustenkalken Ruttes (1954: 240) oder Lepoiden Kiderlens (1931: 337) verglichen und nach Berz als Schlammgebilde gedeutet. Doch auch in Lepolith-Kalken des Alt-Obermiozäns des Vor-Ries, „wie sie ähnlich Kiderlen (1931: 337) beschreibt", wies Andres (1951: 27) „eine Beteiligung von Kalkalgen bei ihrer Entstehung nach" (s. Gall 1969: 113). Daneben erwähnt Haag „fossile Pflanzenstengel . . . , die an Röhricht erinnern", aus einzelnen Horizonten eines Pflanzenkalk-Stbr. von Gauingen. Ihre Stengelquerschnitte ähnelten „großen Pisoiden".

Ich habe in den Stbr. von Gauingen, Sonderbuch, Langenenslingen und in verschleppten Pflanzenkalken verhältnismäßig selten versteinertes Zellgewebe oder Abdrücke der Epidermis gefunden. Dagegen waren Algenkalk-Hülsen, die aus sehr feinen konzentrischen Lamellen aufgebaut und innen hohl oder mit Kalkspat belegt waren, sehr häufig. Pia erwähnt bereits Algenkalk-Krusten an Schilfstengeln.

Auch in unseren Pflanzenkalken bildeten die Stengel (ebenso wie Schneckenhäuser oder anorganische Körper) zumeist nur das Substrat für die Kalkalgen und verfaulten oder verwesten dann. Kleinere Algenkalk-Komplexe konnten samt in ihnen dazwischen liegenden Füllmitteln durch weitere Algentätigkeit zusammenwachsen.

Eine Einteilung der Algenkalke findet sich u. a. bei FÜCHTBAUER (1970: 299 ff.). Herr Prof. Dr. FÜCHTBAUER hat auch den mikroskopischen Beweis für Kalkalgen-Bildungen in der OSM unseres Gebietes geliefert. Er begutachtete Dünnschliffe durch je ein Pflanzenkalk-Geschiebe aus Riß-Moränen der Kgrn. Hassenberg (dortige mittlere, „weiße" Serie) und Grüningen (vgl. ZÖBELEIN: 264, 273), sodann durch zwei Pflanzenkalke bzw. eine Pflanzenkalk-Walze aus dem oberen bzw. unteren Stbr. von Langenenslingen (diese S. 315) und schließlich vergleichsweise durch alluvialen „Alm" und einen umkrusteten Stengel daraus aus Erding NE München. Der Stengel enthielt wahrscheinlich, alle anderen Schliffe direkte Hinweise auf Kalkalgen, die anstehenden Pflanzenkalke Algenfäden und die Blaugrünalgen-Walze viele 0,05 mm dicke Algenschläuche[8]).

Um die Nomenklatur nicht zu belasten, sei der ja zutreffende Begriff „Pflanzenkalk" statt „Algenkalk" beibehalten.

D. Petrographische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse

Dieses Schichtpaket benennen SCHAD (1908: 286) „obere Süßwassermolasse (*Sylvana*-Schichten)"; SCHWARZ (: 20) „Obere Süßwassermolasse", „Sylvanahorizont", „Sylvanakalk" etc.; HEINZELMANN (1948 b) „Obermiocäner Süßwasserkalk, Obere Süßwassermolasse"; PRINZ (1959: 48) und HAAG (: 80) „Obere Süßwassermolasse (OSM)". Im folgenden werden als Abkürzungen neben OSM verwendet: SBM = Süß-Brackwasser-Molasse, unterteilt in SBM I = Grimmelfinger Schichten und darüber SBM II = Kirchberger Schichten und ihre Entsprechungen; USM = Untere Süßwasser-Molasse.

Wie faunistisch, so wurde die OSM des hiesigen Gebietes auch petrographisch verschiedenartig unterteilt.

1. Gliederungen von SCHAD, SCHWARZ und HEINZELMANN

Sie sind in Tabelle 1 einander gegenübergestellt. Bemerkungen hierzu:

SCHAD (1908) sagt nichts von einer geologischen Kartierung. Er glaubt (: 292[4], 295), seine drei unteren Abteilungen auch am Emerberg und Tautschbuch nachgewiesen zu haben. Einzelangaben fehlen. Zuunterst träte eine Lage Pflanzenkalk auf. Sie erscheint bei WENZ (1920: 154), entfällt aber dann (1924: 186). — Auch SCHWARZ hat keine geologische Karte geliefert (Mitt. von H. SCHMIDT, Tübingen). SCHADS Dreiteilung versucht er am Tautschbuch-Emerberg durchzuführen. Sein Arbeitsgebiet dehnt sich im N über den tektonisch stark gestörten Bereich des Ach- und Tobeltals (HAAG 1960) bis gegen Gauingen und Sonderbuch aus. Daraus erklären sich seine recht unterschiedlichen allgemeinen Grenz- und Mächtigkeitsan-

[8]) Derlei Spaltalgen, Schizophycea oder Myxophycea, werden in der neueren Literatur als Blaugrün-Algen, Cyanophycea bezeichnet.

gaben. Seine II. Abteilung sei gegen unten durch die „Schokoladmergel", gelegentlich durch die Flammenmergel, nach oben durch die Glimmersande abgegrenzt. In dieser Abteilung stehen auch die Schneckenfundstellen von Mörsingen. Als Liegendes der Silvana-Schichten kämen im wesentlichen an den beiden Achtalhängen Grimmelfinger Graupensande vor (damals noch „Meeresmolasse" genannt). Brackische (Kirchberger) Schichten sollen fehlen (: 12 ff., 18, 21, 36; opp. Miller). — Von Heinzelmanns Abteilungen mio 1—5 (z. B. auf Bl. 7823 Uttenweiler) sind auf Bl. 7822 Riedlingen nur mio 3—5 und die Unterabteilungen mio 3a—c ausgeschieden. Sie sind nur sporadisch eingezeichnet und auf kurze Strecken abgegrenzt. Seine Einheiten wurden mit jenen von Schad und Schwarz in Tab. 1 abgestimmt, lassen aber einen praktischen Vergleich nicht zu. Seemann hat (: 118—119 u. Tab.) diese Vier- bzw. Dreiteilung übernommen und korreliert. Schad's IV. Abteilung stellt er als mio 4 den [sarmatischen] Schichten von Steinheim a. A. gleich. Er glaubt bewiesen zu haben, daß „die Unterteilung des Obermiocäns [in Südwest-Deutschland] nach petrographischen Gesichtspunkten möglich ist . . .".

2. Gliederung von Prinz und Haag

Nach Prinz (1959: 56; 1974: 45) läßt sich die OSM seines Gebietes nicht in mächtige Kalk- und Mergelfolgen unterteilen. Die Gliederung Schad's könne nicht beibehalten werden. Einige Berechtigung habe dessen IV. Abteilung, die dem „oberen Sand-Tonmergel-Horizont" des Landgerichts bei Prinz entspricht. Prinz und Haag unterteilen die OSM mittels dreier Mergel- bzw. Sand-Tonmergel-Horizonte, die sie durch ihre Gebiete verfolgen können (s. unsere Taf. 1). Diese Horizonte gehen auf Vorstöße der Beckenfazies zurück. Da sie an bestimmte Faziesbereiche gebunden sind, käme ihnen nur örtliche Bedeutung zu (1959: 57; 1974: 45; Haag : 83, 85—86). — Zu Haag's Zweiteilung der OSM siehe S. 311.

3. Mächtigkeiten der Oberen Süßwasser-Molasse, der Süß-Brackwasser-Molasse und Pleistozän-Obergrenzen im Gletscher-Einzugsgebiet

Es stammen in Tabelle 2 vom Tautschbuch-S- und E-Hang die Nrn. 1—5 und 9—13 aus Heinzelmann & Wenk (1948), desgleichen vom Österberg die Nrn. 6—8 (alle Bl. 7822 Riedlingen); vom nördlichen Tautschbuch-E-Hang die Nrn. 12—13 aus Haag (Kt. u. Text) (Bl. Zwiefalten; als MS. im Inst. Geol. Paläont. TU. Stuttgart); vom Bussen die Nrn. 14—16 aus Heinzelmann (1948a) (Bl. 7823 Uttenweiler).

Bemerkungen und Fußnoten zu Tabelle 2

Zahlen in den Spalten c, d in m; in den Spalten a, b, e in m ü. NN. Bei Nr. 14, Spalte d sind weder Sohle noch Dach der SBM aufgeschlossen. „n. a." heißt nicht aufgeschlossen.

Tabelle 1

Petrographische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse

Schad	Schwarz	Heinzelmann
Landgericht samt Stoffelberg (1908: 282 ff.). — (Siehe untere Taf. 1, Prof. 17—20)	Tautschbuch-Österberg-Emerberg (1913: 21 bis 22, 24 ff.) Sohle im S ca. 580 m, im N ca. 680 m. Dach im S und N 750—720 m. Mächtigkeit im S rd. 120 m, im N herab bis 40 m. — (Siehe unsere Taf. 1, Prof. 2, 3, 5, 9, 10, 13; dazu Schwarz: 47, 51, Prof. 6, 9).	Riedlingen, Bl. Nr. 7822, (1948) (siehe unsere Tab. 2)
IV. Abteilung Glimmerige Sande und feine glimmerige, fette Tone.		
III. Abteilung	III. Abteilung 40 m im SW-Teil (Andelfinger Berg), bis 69 m auf den Tautschbuch-Höhen, im Mittel knapp über 30 m. Am Österberg fehlend. Terrainstufe!	
Kalke, hell, hart; auch hellrot, weiß marmoriert.	Kalke, meist hell, hart, mit glasigem Bruch („Glaskalke"). — Örtlich rötliche, brekziöse Kalke, z. B. N Baach; massige, durchlöcherte, graubräunlichblaue Kalke am N-Rand von Tautschbuch-Emerberg.	mio 5: Kalke
II. Abteilung Quellhorizonte	II. Abteilung 60—70 m am Tautschbuch-Emerberg-S-Rand, 20—30 m im N (Gauingen, Sonderbuch). Rascher Fazieswechsel. Ring von Schichtquellen! — Abwärts etwa	
Glimmersande, tonigmergelig, und Sandmergel.	Sande, kalkhaltig, glimmerig; am Österberg, östlichen Tautschbuch, vorderen Emerberg Kalksandsteine, grüngrau, konkretionär. — Helle Kalkmergel und tuffige Kalke, bituminöse Kalke, örtlich dazwischen Schokoladmergel. — Schokoladmergel. — Örtlich darunter geflammte Mergel.	mio 4: Sande mio 3c: Mergel u. Kalke mio 3b: Sande mio 3a: Tonige Mergel. Hauptquellhorizont
Schokoladmergel und bunte Mergel.		
I. Abteilung Terrainstufe!	I. Abteilung 30—40 m im Mittel, 50 m an der SW-Abdachung des Emerbergs (Baach). Nur am S-Rand von Tautschbuch, Emerberg und um den Österberg; nach N auskeilend (nicht mehr am N-Rand). Terrainstufe!	
Pflanzen- und Pisolithkalk.	Pflanzenkalk, darüber örtlich Pisolithkalk.	

Tabelle 2

Mächtigkeiten der Oberen Süßwasser-Molasse, der Süß-Brackwasser-Molasse und Pleistozän-Obergrenzen im Gletscher-Einzugsgebiet (soweit aufgeschlossen)

Örtlichkeit	Silvana-Schichten			SBM	Pleist.
	Sohle[9])	Dach[10])	Dicke[11])	Dicke	Obergrz.
	a	b	c	d	e
1. NNW Langenenslingen (bis zu einer NE-Störung N Lindenhart[11])	624	750[12])	126[12])	8[13])	660[14])
2. NNE Langenenslingen (E einer N-Störung)	610	P 719,3	109	10	600
3. N Andelfingen. E Scheibenbühl	595	P 719,3	124	12	585
4. Rößle. W Runsmühle/Altbach. (Spalte e: „Riß I-Endmoräne“ S Pflummern)	575	P 719,3	144	5	P 645,6
5. Österberg-W-Seite. E Runsmühle — Österberggipfel[15])	580	P 651,7	72	8	635
6. Österberg-W-Seite. Galgen(äkker) (W der NE-Störung) — Österberg	582,5	P 651,7	69	11	P 630,7
7. Österberg-N-Seite. (Galgen)äkker (E der NE-Störung) — Österberg	565	P 651,7	87	n. a.	P 630,7
8. Österberg-SW-Seite. W Beiße — Österberg. (Pleistozän E Beiße)	560	P 651,7	92	10	600
9. NNW Grüningen (S der NW-Störung Grüningen-Braunloch)	P 580,7	P 714,0	133	12	575
10. N Grüningen. Ammelhausen, P 589,3	585	P 728,7	144	n. a.	585
11. W Bechingen. Weilerstock, P 561,4	565	P 731,7	167	n. a.	565
12. W der Donauschleife von Zell. Linie Km. 48 — Walterhütte	590	P 723,5	133	20[16])	kein Pleist.
13. S-Rand von Bl. Zwiefalten, SE-Ecke	580	P 723,5	125[17])	n. a.	580
14. Bussen-S-Seite. Herreisen (W Dentingen) — Offingen — Bussen	612,5 ?	P 766,5	154?	607,5-612,5	700[18])
15. Bussen-W-Seite. Möhringen — Bussenhau — Bussen	587,5	P 766,5	179	7,5[19])	635
16. Bussen-N-Seite. Hungerberg (P 612,7) — Bussen.	607,5	P 766,5	159[20])	12-14	605

4. Profile durch die Obere Süßwasser-Molasse und Liegendes am Tautschbuch, Österberg, Emerberg und Landgericht

a) Allgemeine Bemerkungen

Die in Tafel 1 dargestellten Profile sind außer Prof. 1a, 1b und 9b veröffentlicht worden. Das Liegende wurde wo nötig und möglich bis zum Weißjura ergänzt. Fehlende Kartierungen bei SCHAD und SCHWARZ wirkten sich ungünstig aus. Die Mächtigkeiten der OSM stehen am Fuß der Profile. Sie sind in Klammern gesetzt, wenn OSM in Profilnähe weiter hinaufreicht. Die in („ . . . “) stehenden Mächtigkeiten wurden aus abweichenden Angaben der Autoren ermittelt. Ungenaue Angaben über die örtliche Lage der Profile und Aufschlüsse erschwerten die Erstellung und Auswertung der Profile. Zu den Profilen HAAG's (unsere Nr. 4, 6—8, 11—12) und PRINZ „Emerberg N“ (unser Prof. 16) liegen keine Beschreibungen der Schichten und deren Mächtigkeiten vor. Die Daten wurden den kleinmaßstäblichen Säulenprofilen der Autoren entnommen, weshalb sie mit Unsicherheiten behaftet sind. Das gilt auch für die Ansatzpunkte der Verbindungslinien von HAAG's und PRINZ' Mergel- und Sand-Tonmergel-Horizonten. Die des ersteren habe ich wie in der Vorlage übernommen, die des letzteren wie von ihm wohl beabsichtigt, an die Schichtsohlen gelegt. Die unterste Linie der Autoren verbindet die Flammenmergel und ihre Äquivalente. Es war mühsam, in den PRINZ'schen Profilbeschreibungen seine Mächtigkeitsangaben mit den Höhenangaben ü. NN. in Übereinstimmung zu bringen. Wo wechselnde Schichtdicken (z. B. „2—4 m“) genannt werden, habe ich zum Ausgleich maximale, mittlere oder minimale Werte eingesetzt. Trotzdem konnten die Schwierigkeiten nicht überall behoben werden.

---

[9]) Wenn OSM auf SBM liegt, wird die aufgeschlossene Mächtigkeit der SBM in Spalte d genannt.

[10]) Höchste Höhen des Tautschbuchs in der Umgebung; soweit erkennbar, in störungsfreiem Bereich.

[11]) Vorbehaltlich unbekannter Störungen. Die OSM erreicht z. B. bei „4 schöne Buchen“ (2,5 km NNW Pflummern) mit P 773,4 die höchste Höhe des Tautschbuchs. Ihre Sohle liegt 250 m W davon in 720 m Höhe auf Weißjura ζ 3.

[12]) Ob tatsächlich eine Störung vorliegt, ist mangels eines ersichtlichen Verwurfes nicht zu beurteilen. Knapp N davon reicht OSM am „Roßlet“ bis P 760,2. In Prof. 1a 136 m.

[13]) Liegendes der SBM II ist Weißjura ζ 2 (s. Taf. 1, Prof. 1a).

[14]) Siehe: 317; nach WENK (1948) 605 m.

[15]) Den Österberg-NW-Hang durchschneidet eine NE-Störung in Richtung Huterner/Äcker — Galgen/Äcker.

[16]) Dach und Dicke der SBM lt. HAAG (: 79, 111). Über das Profil W der Donauschleife von Zell und dortige Aufschlüsse an der B 312 siehe S. 319.

[17]) 143 m abzüglich 18 m Absenkung SE der „Störung bei der großen Donauschleife“.

[18]) Aus SCHAD (1911: 79) und HEINZELMANN (1948a).

[19]) MÜNZING nennt (1968: 124) als Untergrenze der SBM II bei Unlingen 581,1 m und als Obergrenze (Sohle der OSM) im Mammental 600 m, als Mächtigkeit somit rd. 20 m.

[20]) ENGEL (: 543) gibt die Stärke der OSM am Bussen mit 165 m an. Aus MÜNZING (s. Fußnote 19) errechnen sich 166,5 m.

Anordnung der Profile von W nach E und S nach N. Karten 1 : 25 000 Nr. 7822 Riedlingen (Prof. 1—4); 7722 Zwiefalten (Prof. 5—11); 7723 Munderkingen (Prof. 9, 12—15, 17 z. T., 18 z. T., 19—21); 7724 Ehingen (Prof. 17 z. T., 18 z. T.); Mehrstetten (17 z. T., 18 z. T.).

Pleistozän-Obergrenzen siehe Tab. 2.

Abkürzungen (alphabetisch): Abt. = Abteilung; Br., Br. St. siehe bei Q; DSch = Donau-Schotter des Mittel-Pliozäns; FM = Flammenmergel; GK = „Glaskalk(e)"; „in" siehe unten bei Zeichen; i. W. = im Wechsel; HK = Hangkante (Prof. 11); K = Kalkstein; k. a. = kaum aufgeschlossen; KM = Kalkmergel; Kt. = Karte; L = Lehm; M = Mergel; MK = Mergelkalk; n. a. = nicht aufgeschlossen; OSM = Obere Süßwasser-Molasse; P = topographischer Höhepunkt; PK = Pflanzenkalk(e); Pl = Pleistozän (Prof. 1a, 1b, 3); Q = Quelle, Quellhorizont, Brunnen, Brunnstube in der OSM (aus top. Kt., falls nicht anders vermerkt); S = Sand, Sandstein, sandig; s. a. = schlecht (sehr schlecht) aufgeschlossen; SBM = Süß-Brackwasser-Molasse; SBM I = Grimmelfinger Schichten; SBM II = Kirchberger Schichten und Äquivalente; SchM = Schokoladmergel der OSM; Sgr. = Sandgrube; „si", „sy" siehe unten bei Zeichen; SK = Sandkalk, sandiger Kalk; T = Ton, tonig; TM = Tonmergel; top. Kt. = topographische Karte; USM = Untere Süßwasser-Molasse; W = Weißjura; Wbh. = Wasserbehälter; z. T. = zum Teil. — Zeichen: Spirale (ⓒ) — bemerkenswerter Fossil-(Mollusken-)Fundpunkt; in = *Tropidomphalus incrassatus;* si = *Cepaea silvana;* sy = *Cepaea sylvestrina.* — . — . — . — = Verbindungslinien der M- und S-TM-Horizonte bei Prinz und Haag.

b) Erläuterung der Profile und Quellennachweise

1a. Tautschbuch-S-Hang. NNE Langenenslingen, W einer Störung. — 616—624 m: Congerien-Schichten, Kiderlen (: 319). 605 m (Pl), 615—625 m (SBM II): Heinzelmann & Wenk. 676—728 m: diese S. 315 ff. 740 m — P 760,2 (angedeutet): „Trauf der Silvanakalk-Stufe" (Glökler 1963: 22).

1b. Tautschbuch-S-Hang. Straße Langenenslingen — Friedingen. — Siehe S. 316.

1c. Tautschbuch-S-Hang. NNE Langenenslingen, E der Störung. Schwarz (: 44, Prof. 2; 27, 30). — 600—610 m: Heinzelmann & Wenk. 630—637,1 m: Kgrn. Täschle und Fohren (diese S. 315). Die N-Störung senkt die E-Scholle um 10 m ab.

2. Tautschbuch-SE-Ecke. Kapelle W Grüningen — Straße nach Gammertingen — Tautschbuch (Hochfläche) W des ehem. Tautschhofes. Schwarz (: 42—43, Prof. 1). — Unter 565 m: „Weißjura ξ-Platten, die durch den Moränenschutt vollständig überdeckt sind", erscheinen nicht bei Heinzelmann & Wenk. In deren Kt. reichen allerdings inselartige Vorkommen von W ξ 3 bei Berget N Grüningen, 375 m in S—N lang, bis 570 m und bei Steigäcker WSW Bechingen, 400 m lang, von 562—575 m hinauf. 575 m — P 580,7: SBM nach Heinzelmann (1948b), was tiefer liegende, „nicht aufgeschlossen(e)" PK bei Schwarz ausschließt. 580—585 m: Q-Horizont, wahrscheinlich durch die SBM bedingt. 590 m: Klingelbrünnele, bei Schwarz (: 25[1]) in der II. Abt., hier jedoch in seiner I. Abt., in vermeintlichem PK. 630—635 m: Q-Horizont. 670 m: Einzel-Q. Eine NW-Verwerfung Riedlingen-Grüningen-Klingelbrünnele senkt den NE um 15 m ab. Eine an-

dere setzt N Lindenhart vermutet über Studentenhäule NE durch. Gesamtmächtigkeit der OSM deshalb unsicher (evtl. etwas überhöht).

3. Österberg-NE-Hang. Straße Grüningen — Österberg Schwarz (: 46, Prof. 5). — 556—559 m: Nach Kiderlen (: 269—270) SBM I in der ehem. Zgl.-Grube (250 m SSW der Kirche von Grüningen, auf der Kt. von 1911 „Sgr."); darüber 6—7 m Schutt mit Geschieben und z. T. sehr großen, stotzig herausragenden Tertiär-Kalkbrocken. Der Wξ und der untere Teil des PK stehen lt. Kiderlen deshalb nicht an. 547,4—554 m: Q-Horizont. 575—580 m: Q-Horizont, ähnlich hoch wie in Prof. 2, wohl auch auf SBM (vgl. Tab. 2, Nr. 5, 6). Das spricht gegen (geschlossenen) PK. Bis 600 m: Riß II-Grundmoräne mit Lehmbedeckung (Wenk).

4. Mörsingen. Haag (: 82, 1. Prof.; 86). — Genauere Lage des Prof. nicht genannt. 647—650 m: „Schneckengarten", 550 m S des Unterdorfes (Gruben-Zeichen der Kt.); altberühmter, bester Schneckenfundplatz Württembergs in anstehenden Silvana-Schichten (O. Fraas: 7; Engel: 554), jetzt mit Müll aufgefüllt. 600, 612, 680 m: Q-Horizonte (Haag: 86—87), letzterer mit „Zellerbrünnele" in der II. Abt. von Schwarz (: 25[1]). 673 m: Schneckenfundort („Kgr.") Bechtlensrain, am Waldrand 200 m E der Kirche des Oberdorfes. Mörsingen ist der locus typicus für eine Anzahl von Schneckenarten Klein's (1853: 203—204 ff.), die der Revierförster von Zwiefalten, Herr von Zell, für ihn aufgesammelt hatte. P 720,3: Höchste Erhebung.

Von den folgenden Profilen liegen Nr. 5—8 südlich der Zwiefalter Ach, Nr. 9 bis 16 nördlich davon.

5. Tautschbuch-N-Hang. Baach (Armenhaus) — Schloßberg — Alter Hau. Schwarz (: 44—45, Prof. 3). — 599—606 m: Dürfte SBM sein (s. unser Prof. 6). Unwahrscheinlich, daß Schwarz'ens I. Abt. fehlt.

6. Tautschbuch-N-Hang. Baach — Schloßberg. Haag (: 82, 2. Prof.; 75—78, 81, 83, Kt.). — Ca. 599—605 m: Wahrscheinlich SBM (weitgehende Übereinstimmung unserer Prof. 5 u. 6!). 600—601,4 m: Kiderlen (: 371) erschürfte N des Weges am Schloßberg MS und SM (0,4 m) sowie 1 m S mit Congerien der SBM II; hier an Wξ 3 angelagert. 605: Wahrscheinlich SchM, Sohle der OSM (Haag: 77, 78, 83). 250 m SE P 618,4 (Schloßberg) liegen auf Wξ 2 10 m SBM I und 20 m SBM II (Haag: 116, Kt.); Prof. 6 danach ergänzt.

7. Tautschbuch-N-Hang. Attenhöfen. Haag (: 82, 3. Prof.). — Wahrscheinlich unterer Teil zu Prof. 8. 562—590 m: Ergänzt (: 71, 76, 81, Kt.) 585 m: Br. St. 590 m: (Kt.). 595 (—600) m: (Kt., : 81).

8. Tautschbuch-N-Hang. Waldrand SW Attenhöfen — Mittelberg („Michelberg"). Haag (: 81). — Wahrscheinlich oberer Teil zu Prof. 7. 640—694 m: Geschlossene K-Folge unwahrscheinlich, auch wegen 658 m und 688 m: Q. 698 m: Br. St. 699—715 m: K „mindestens" 16 m stark.

9a. Emerberg-W-Rand. Baach — (Zehntscheuer) — Aternbrunnen („Otterbrunnen") — Brand. Schwarz (: 52—53, Prof. 10). — 535—557 m: PK unter den FM wäre bedeutsam! 560—574 m: Darin zweitbester Schneckenfundort von Wenz in den FM (1924: 181 ff.). 535—718: 183 m dicke OSM fällt aus dem Rahmen. Siehe Prof. 9b.

9b. Emerberg-W-Rand. Baach — (Zehntscheuer) — Aternbrunnen — Brand. Wie Prof. 9a, jedoch nach Unterlagen aus Haag. (Kt.; einschlägiger Text wird zitiert). — Das Profil fußt in Baach, Straßenspinne 150 m

NNE Km. 45 der B 312. 558 m: (: 71). 560 m, 18—20 m FM: (: 83, 90). 610 m: Q-Horizont am Hang des Ganstales (: 84—85). 610—615 m: (: 86). 650—660 m: Route kreuzt „Baacher Teilstörung", die NE zieht. SE davon SBM und OSM 30 m abgesenkt (: 111, 113, Taf. 2). 645 m, 655 m: Br. St. an den tiefer gelegenen Hängen bei Aternbrunnen; erstere Q wohl durch die Störung, letztere durch den mittleren S-TM-Horizont bedingt (: 86); (nach Kt. beide nahe der Störung). 685 bis 690 m: S-TM-Horizont (am Waldrand von Brand) entspricht dem mittleren, auf 655 m abgesunkenen S-TM-Horizont des Emerbergs (: 88; unser Prof. 11). Fazies-Verteilung nach Kt.-Schraffur (s. diese S. 311). — Die bei SCHWARZ (unser Prof. 9a) von 535—557 m „in geschlossenen Bänken" anstehenden PK und seine K bei 574 bis 579 m existieren demnach nicht. Seine K+KM 557—560 m entsprechen der SBM. Die oberen 30 m seiner II. Abt. sind mit den unteren 30 m seiner III. Abt. identisch.

10. Emerberg-W-Hang. Straße Baach — Peterskapelle — Emerberg (-Hochfläche). SCHWARZ (: 53—54, Prof. 11). — Unter 539,5 m: Wξ im Stbr. SE Baach, ohne Angabe der Obergrenze. Über 601 m: Keine Schicht- und Abt.-Grenzen, keine Prof.-Obergrenze. Der Hinweis auf die Gliederung in Prof. [13] wird dort nur bis 636,3 m verwirklicht. P 704,3: Prof.-Ende und OSM-Mächtigkeit (700—546 m) angenommen (s. Prof. 11). — Bemerkungen hierzu aus HAAG: 539,4—546 m: Sgr. 250 m SE Baach. „Schutt aus Massenkalk, geschichtetem ξ-Gestein und tertiärem Kalk überlagert sie [die SBM I] dort" (: 75). Dach der SBM I NW der Sgr. auf 552 m (: 76), der SBM II auf 560 m (: 90). Also stehen SCHWARZ' „Nur im Gelände als Stotzen hervortretend(e)" K bis mindestens 560 m nicht an. Ab 685 m: Schwemm- und Verwitterungslehme mit DSch des Mittel-Pliozäns (SCHWARZ: 5; HAAG: 91, Kt.; SCHREINER: 48). 700 m und 703 m: Kalke der OSM spießen durch (PRINZ 1959: 52; HAAG: 90).

11. Emerberg-W-Hang. Baach N — Emerberg. HAAG (: 82, 4. Prof.). — Genauere Lage des Prof. nicht ermittelt. Unter 560 m: Ergänzung daher nicht möglich. Falls die Route über die Zehntscheuer läuft („Baach N"), Liegendes der OSM wie in Prof. 9b; falls vom E-Rand von Baach über die Peterskapelle, siehe Bemerkungen aus HAAG zu Prof. 10. 560 m: (: 90). 575,5—579 m: (: 83, Teilprof. der FM). 650 m: Q 150 m NE der Peterskapelle. 655 m (bzw. 651/652 m in Prof. 12): S-TM-Horizont (: 85—86). 680 m: An der Emerberg-W-Seite „gegen die hangende Kalkfolge eine deutliche Hangkante" (: 86).

12. Emerberg S(üd). HAAG (: 82, 5. Prof., „vgl. PRINZ 1959"). — Weitgehende Übereinstimmung mit Prof. 14. Fortsetzung nach unten s. dort. Kleinere Abweichungen erklären sich wohl aus dem Fehlen einer Schichtbeschreibung und -abgrenzung bei HAAG und aus Ungenauigkeiten bei der Übertragung seines kleinmaßstäblichen Profils.

13. Emerberg-S-Hang. Zwiefaltendorf — (unterer) Wbh. — Forchenwald — Emerberg (-Hochfläche). SCHWARZ (: 48—50, Prof. 7). — 563—580 m: (: 8—11). 563,5—566 m: Fundschicht von Landschnecken; Leitformen des Chatts und des Aquitans durcheinander angegeben (: 50, 9). 564 bis 565,5 m: „*Helix crepidostoma*" [*Cepaea subsulcosa subsulcosa* (THOMAE)] (SCHAD 1908: 265). WENZ nennt (1930: 3287) vom „Emerberg" vier Leitschnecken des Chatt und eine des Aquitans. Von den chattischen Arten ist *Ferussina tricarinata* (M. BRAUN) bisher nur im Jung-Chatt gefunden worden (ZÖBELEIN 1952: 618). 580—583,5 m: „Meeresmolasse" dieser Art und 583,5—585,5 m: „Tgs" (deren

sandige Ausbildung) heißen heute Grimmelfinger Schichten (SBM I). 5 [illegible] bis 595 m: PRINZ (unser Prof. 14) bezeichnet den PK als „Kalksteinschutt". [illegible] 636,5 m (Waldrand): Keine Abgrenzung von Schichten und Abt. Siehe Prof. 14.

14. Emerberg-S-Hang. Feldweg Zwiefaltendorf — (unterer) Wbh. — Forchenwäldchen — Emerberg. PRINZ (1959: 99—100, Prof. 8; 51, 1. Prof. = 1974: 37—39, Prof. 4). — Bis 636 m: PRINZ aus SCHWARZ (unser Prof. 13), KIDERLEN (: 370) und eigene Aufnahmen. 563—575 m: (1959: 32—33). 565 m, 575 m: Br. St. 575—584 m: (1959: 41, 46). 581—583 m: Hydrobien-Funde KIDERLEN's (: 320, 370—371). 584 m: Sohle der OSM (1959: 52). 585—595 m: s. Prof. 13. 590 m: Br. St. 685 m: Tiefster, flächig verbreiteter DSch (Kt.). 699 m: Höchste, flächig anstehende OSM. 703 m: Süßwasserkalke der OSM spießen durch (1959: 52). — Tonmergel- und Sand-Tonmergel-Horizonte: In HAAG's Abb. (unsere Prof. 11 und 12) gehen fünf Horizonte innerhalb der OSM von der Emerberg-W- zur S-Seite. An der Emerberg-Ostseite hätte „PRINZ (1959, S. 49)" die drei S-TM-Horizonte bei 615 m, 651/652 m und 670/680 m ebenfalls nachgewiesen (HAAG: 86). PRINZ schreibt indes (1959: 49—50), daß sich der mittlere Horizont von der Emerberg-Südseite nach HAAG (1959) auch auf dessen Westseite verfolgen läßt.

15. Emerberg-E-Seite. Emeringen — Wbh. — Alter Hau. (Wasserleitungsgraben). PRINZ (1959: 100—101, Prof. 9; 51, 2. Prof. = 1974: 39 bis 41, Prof. 5). — 568—570 m: Q-Horizont. 580 m: (1959: 33). 580—583,5 bis 588,5 m: (1959: 101), wahrscheinlich Übergangsschichten der SBM II (1959: 40 bis 41). Ostracoden-Funde geben keinen Fazies-Hinweis (1959: 63, Nr. 50) (vgl. STRAUB 1952, Taf. 4). 590 m: (1959: 50). S-TM-Horizonte: (1959: 49—50). In Prof. 15, abweichend von Prof. 14 und 21, mächtige M-Serien (1959: 50).

16. Emerberg N(ord). PRINZ (1959: 51, 3. Prof.). Wohl Galgenäcker — Roppenhalde (750 m S Oberwilzingen). — Unter 605 m: Ergänzt (Kt.). 606—626 m: (1959: 50). WENZ' bester Schneckenfundort in FM (1924: 81). Im ehem. Stbr. 500 m NE „Stelle" Unterlagerung der FM (diese 600—605 m) durch 5—10 m hellgrauen bis gelblichgrauen Süßwasserkalk. In diesem Niveau auch am Landgericht bis 5 m K (1959: 52, 45—46; 1974: 36). [Daher vielleicht SCHAD's und SCHWARZ' angebliche PK unter den FM ?]. Über 674 m: Ergänzt (Kt.). — Schwarz'sches Profil (: 51—52, Nr. 9) wohl in gleicher Lage. Dort bis 602 m: W. 602—612 m: I. Abt., PK im Stbr. NE „Stelle"; (überprüft, kein PK!). Bis 658 m (Waldrand) II. Abt.: FM, M, KM, K, T, ohne Schichtgrenzen. Gehalt an Schnecken der FM (keine Arten genannt) „dem der Flammenmergel an der Zehntscheuer bei Baach (vgl. Profil Nr. [9a]) analog". Bis 690 m, III. Abt.: K, splitterig.

17. Landgericht. Stoffelberg-SE-Abhang. (Jung) „Viehweide" (4 km NW Ehingen) — Stoffelberg(äcker). SCHAD (1908: 287, 1. Prof.). — 600—620 m: Ergänzt (: 264, 265, 276). 709,5—711 m: IV. Abt. in Senken des K in Prof. 17 und 18. Sie entspricht dem „oberen Sand-Tonmergel-Horizont" von PRINZ (1959: 56), z. B. in Prof. 21.

18. Landgericht. Stoffelberg-NE-Abhang. Stoffelberg(äcker) — Birk(en)spitz(wald) — gegen Altsteußlingen (zur alten Ehinger Straße). SCHAD (1908: 287, 2. Prof.). — Prof.-Lage vermutlich Stbr. und Wegspinne NE Immenschwang (715 m) — Birkspitz — P 661,3 (600 m fast E der Kirche von Altsteußlingen). Unter 605 m: Ergänzt. 685 m: Bachaustritt.

19. Landgericht. Stoffelberg-SW-Abhang, in der Richtung Schlechtenfeld — Altsteußlingen. Schad (1908: 287—288, 3. Prof.; Taf. 2, C). — Prof.-Lage nicht genau zu ermitteln. 605 m: Ergänzt (Prof. C). 610,7 m: (: 265). 617,5 m: (: 275—276). 617,5 m: Hungerbrunnen. — Nach Prinz (1974, Kt.) 610—615 m: Dach Wξ 3. 622 m: Hungerbrunnen. Ca. 627—630 m: Dach der SBM. Danach läge das Prof. 5—10 m höher.

20. Landgericht-S-Seite. Kirchen — Totenbuch. Schad (1908: 289, 4. Prof.; Taf. 2, D). — Genaue Lage des Prof. nicht ermittelt. Nach Schad bei 587 m: Wξ bei Kirchen (: 251). 587,8—596,7 m: SBM I (: 265). 608 bis 615 m: SBM II (: 275—276, 289). 609 m: brackische Mollusken. 596,7—608 m also offen. Ursache ist vielleicht eine NW-Störung 250 m NE Kirchen (Prinz 1959: 79, Taf. 2). Sie senkt den SW (Prof. 20) um 15 m gegen den NE (Prof. 21) ab. Bis 615 m wurden die Grenzen daher aus Prinz (1974: Kt) übernommen. Über 615 m: FM (: 53), 5 m Mächtigkeit angenommen.

Schad's 5. Profil (1908: 289) wurde wegen Irrtümer nicht herangezogen (vgl. Prinz 1959: 56; 1974: 45).

21. Landgericht-S-Seite. Kirchen — Totenbuch. Von P 606,7 (750 m NE Kirchen) entlang dem Fahrweg nach NW. Prinz (1959: 101 bis 102, Prof. 10; 51, 4. Prof. = 1974: 41—42, Prof. 6). — „Ein Standardprofil für die petrographische Ausbildung der OSM des Landgerichts" (1959: 52). 610 m: (1959: 44; vgl. 1974: 31). 630 m: (1959: 52—53). 630—633 m: (1959: 44; 1974: 36, Kt.). 655 m: TM-Horizont (Verbindungsstrich) (1959: 51). Indes 660 m: „unteres Tonmergelband bei ca. 660 m" (1959: 52); demnach das nächst höhere M-Band? 670—695 m: Lücke in der Prof.-Beschreibung; vermutlich Mächtigkeit für K-KM nicht angegeben. K-KM-Dicke aus Säulenprof. (1959: 51) entnommen. 695 bis 700 m: mittlerer „Ton-Tonmergelhorizont (Wasserhorizont)" aus Schichtbeschreibung (1959: 101); dagegen 700—705 m nach Säulenprof. (: 51) und Text (1959: 52). — 706—708 m, 710—720 m, 727—735 m: Prinz hat (1959: 58) „die aus dem Arbeitsgebiet bekannten *Cepaea*-Leitformen entsprechend der Höhenlage des Fundorts in die Profile eingetragen". Die Funde stammen von der Nord-Seite des Landgerichts (1959: 35, 53—54)[21]). 715—730 m: Sohle des oberen S-TM-Horizontes an der S-Seite des Landgerichts (1959: 55). 720 m: Ende der Schichtbeschreibung. 720—735 m: Schichtfolge wegen zu undeutlicher Wiedergabe in Abb. 1 (1959: 51) nicht zu entnehmen; vielleicht Teil des Prof. „alte Lgr. — Brattenhau" (1959: 53) oder „Hochdorf — Brattenhau" (: 54) ? Oberer S-TM-Horizont am Landgericht bis 20 m (: 52) bzw. 20—25 m (: 55).

[21]) Dort ist die OSM nur 40—50 m mächtig, da „die Süßwasserkalke und Mergel im Laufe des Tortons über die [abgeflachte] Schwelle des Donauabbruchs" transgredierten (Prinz 1959: 53, 78, Taf. 1). Demnach muß die Schüttung, nicht nur diejenige der Sand-Tonmergel-Horizonte, damals vorwiegend aus dem Süden, dem Molassebecken, gekommen sein.

Arten und Anzahl der Schnecken aus obigen Fundpunkten: Bei 706—708 m *C. silvana* (1 Gehäuserest). 710—720 m *C. silvana* und *Tropidomphalus incrassatus* (lt. Engel: 555, 560; keine Stückzahlen); *C. sylvestrina* (lt. Quenstedt; Stückzahl ?). 727—735 m *C. silvana* (4), *Tropidomphalus incrassatus* (keine Stückzahl). Die Fundstelle 710—720 m liegt zwischen 14 und 24 m über der Grenze USM/OSM.

5. Die Zweiteilung der Oberen Süßwasser-Molasse bei Haag

Haag unterscheidet auf seiner geologischen Karte Bl. 7722 Zwiefalten durch Schraffur eine untere, vorwiegend tonig-mergelige und eine obere, vorwiegend kalkige Ausbildung der OSM. Im Text ist davon nicht die Rede. Am Emerberg-SW- und W-Hang ist nur die vorwiegend kalkige Fazies verzeichnet. In der Nähe der dortigen Peterskapelle verzahnen sich möglicherweise die Sand-Tonmergel-Horizonte mit der kalkigen Randfazies (: 85—86). Manchmal fällt die Faziesgrenze mit der Waldgrenze zusammen, wohl wegen der beginnenden Hangversteilung. Die Faziesgrenze verläuft innerhalb der einzelnen, teils tektonisch verstellten Verbreitungsbereiche der OSM auf ziemlich gleicher Höhe (s. Tab. 3). Das gilt auch für Nr. 4, obwohl hier gegenüber Nr. 5 eine Absenkung der OSM um ca. 40 m vorliegt (30 und 35 m lt. Haag: 112, 113); desgleichen für Nr. 9 und 10, die gegenüber Nr. 6—8 um 50—57 m (nach Haag 60 m) abgesunken sind. Entweder wurde die, vor allem im Wald schwer zu fassende Faziesgrenze durchgezogen. Oder man könnte an die Auffüllung eines Reliefs zunächst durch die vorwiegend tonig-mergelige Fazies denken, über die sich dann die vorwiegend kalkige Fazies ausgebreitet hätte. Dem steht die Aussage Haag's entgegen, daß in den genannten Fällen die „OSM" verworfen wurde und daß die Störungen „jungmiozän bis pliozän" (bei Nr. 4/5) bzw. „jungmiozän" (bei Nr. 9 und 10/6—8) sind. Die Sohle der OSM liegt bei Nr. 6—8 um mindestens 40 m höher als bei den anderen Profilen des Mörsinger Bereichs (bei Nr. 7 gegenüber Nr. 4 um 87 m). Dementsprechend erreichen in Nr. 6—8 die OSM und deren überwiegend tonig-mergelige Fazies die geringsten Dicken. Falls die Grenzen stimmen, könnte man bei Nr. 6—8 auf einen stehengebliebenen Horst schließen, und wiederum auf eine Reliefauffüllung durch vorwiegend tonig-mergelige Sedimente. Im Vergleich mit diesen zeigt die vorwiegend kalkige Fazies geringere Mächtigkeitsschwankungen. Auf ihre Kosten würde bei einer faziellen Zweiteilung die beträchtliche Abtragung gehen, die die OSM gebietsweise erfahren hat.

Ein Vergleich von Haag's Faziesgrenze (Tab. 3, c) mit seinen Säulenprofilen (unsere Taf. 1) ergibt eine annähernde Übereinstimmung zwischen Nr. 9 und Prof. 4 und zwischen Nr. 5 und Prof. 6. In diesem Prof. beginnt die vorwiegend kalkige Serie 5 bzw. 8 m tiefer, und zwar über der zweithöchsten Sand-Tonmergel-Serie. Dagegen weichen die Grenzen bei Nr. 3 und Prof. 8 stark voneinander ab (670 m gegen 640 m). Allerdings wird die Geschlossenheit jenes 75 m dicken Kalksteinpaketes angezweifelt.

Tabelle 3

Daten zur Zweiteilung der OSM nach Haag (1959, geol. Karte)

Die Spalten der Tab. geben an: a) Dach der OSM (höchste Geländehöhe der Umgebung im störungsfreien Bereich); b) Sohle der OSM/Liegendes; c) Höhe der Faziesgrenze (darunter vorwiegend tonig-mergelig, darüber vorwiegend kalkig); d) Mächtigkeit der OSM; e) Mächtigkeit der vorwiegend tonig-mergeligen Fazies; f) Mächtigkeit der vorwiegend kalkigen Fazies. — Höhen a—c in m ü. NN., Mächtigkeiten d—f in m; Daten vorbehaltlich unbekannter Störungen; n. a. heißt nicht aufgeschlossen, W ist Weißjura.

Bereich Mörsingen	a	b	c	d	e	f
1. Bl.-S-Rand (Tab. 2, Nr. 13)	P 723,5	580/n. a.	680	125	100	25
2. Km. 48 — Walterhütte (Tab. 2, Nr. 12)	P 723,5	590/SBM	680	133	90	43
3. Attenhöfen — Mittelberg	P 723,5	595/SBM	670	128	75	53
4. NE (Alter) Hau, E-Teil	715	570/SBM	670	145	100	45
5. NE Alter (Hau), W-Teil	715	610/SBM	675	105	65	40
6. NE Schwarzlachenhau	715	650/W§3	683	65	33	32
7. N Mittelholz	705	657/W§3	685	48	18	30
8. Orthalde, W-Teil	705	655/W§3	685	50	30	20
9. Mörsingen	P 715,6	600/W§3	680	116	80	36
10. Birken	P 718,9	600/W§3	685	119	85	34
Bereich Upflamör						
11. SW Ellhausen	P 772,9	720/W§3	740	50	20	30
12. Ellhausen	P 772,9	727/W§3	740	46	13	33
13. Kaltenwagwässerle	P 772,9	740/W§2	745	33	5	27
14. E Upflamör	P 772,9	740/W§2	745	33	5	27
Bereich Gauingen						
15. E Lange Schachen	732,5	675/W§3	705	57	30	27
16. Hirtenäcker	732,5	675/W§3	707	57	32	25
17. N Windenloch	732,5	690/W§2	710	42	20	22
18. Brühl W Gauingen	732,5	690/W§2	710	42	20	22
19. N Bienenhaus/Büchle	732,5	685/W§2	710	47	25	22
20. Bereich Sonderbuch						
20. Sonderbuch-Wbh.	P 724,6	655/W§3	685	70	30	40
21. E Sonderbuch, Bl.-Rand	P 724,6	675/USM	690	50	15	35
22. Eichholz	P 724,6	655/W§3	690	70	35	35
23. Steingart	P 724,6	660/W§3	700	65	40	25
24. SSW Brand	P 724,6	675/W§3	700	50	25	25

6. Morphologische Gliederung der Oberen Süßwasser-Molasse bei Glökler

Glökler unterscheidet (1963: 3, 7, 8) wie Haag (Karte) einen tieferen, durch Tone und Mergel bestimmten Teil und einen höheren, durch Kalke bestimmten Steilanstieg. Der „Trauf der Silvanakalk-Stufe" liegt am Emerberg bei 680 m (: 19), an dessen W-Seite auch Haag „gegen die hangende Kalkfolge eine deutliche Hangkante" festgestellt hat (unser Prof. 11). Am Österberg zieht Glökler (: 22) den Trauf bei 650 m, N Pflummern bei 680 m, am Tautschbuch-S-Hang (Andelfinger Berg) bei 700 m und N Langenenslingen (N Roßlet) bei 740 m. Außer Betracht läßt er die dickeren Kalksteinpakete unter diesem Trauf (unsere Prof. 11, 12) und die Pflanzenkalke der Stbr. N Langenenslingen (unser Prof. 1a).

7. Sedimentpetrographische Befunde

Ob außer den Sand-Tonmergel-Horizonten von PRINZ und HAAG auch andere Schichtglieder von der übergreifenden Schüttung aus dem Molassebecken beeinflußt wurden, ist aus HAAG's Schwermineral-Analysen (: 70) mangels Vergleichsmöglichkeiten nicht zu ersehen; (vgl. PRINZ 1959: 59; MÜNZING 1968: 126; diese S. 310[21])). — SCHREINER beschreibt (: 52) das Vorkommen von „Erolzheimer Sanden" auf der Bussen-S-Seite in 741m Höhe. Mittel- bis grobsandige Lagen um 694 m weisen nach MAUS ein Granat-Epidot-Verhältnis von 9,8 auf, das vielleicht eine Annäherung an die A-Grenze von LEMCKE & a. markiere. „Die Grobsand- und Feinkieslagen in 690 m bis 740 m Höhe zeigen an, daß in diesem Bereich am Bussen die Torton/Sarmat-Grenze liegt". Nach MÜNZING (: 126) müßte ein Sand bei ca. 727 m aufgrund der Schwermineral-Bestimmungen von MAUS unterhalb der A-Grenze eingestuft werden, „hätte also wahrscheinlich tortones Alter". LEMCKE & a. stellen die Erolzheimer Sande in die Nähe ihrer A-Grenze und damit etwa an die Wende Torton/Sarmat (1953: 64—65, 95, Taf. VIII). LEMCKE meint (1955: 538), sie „gehören vermutlich schon zum Sarmat". Herr Dr. D. MÜLLER stellt die Erolzheimer Sande nach stratigraphischem Vergleich mit der östlichen OSM noch in das Torton (mdl. Mitt.).

8. Rückblick und Folgerungen

a) „Die vorgenommene Dreiteilung der gesamten Schichtfolge drängt sich dem Beobachter geradezu auf, da sowohl die untere wie die obere Abteilung ein mächtiges Kalklager enthält, so daß sich die mittlere Abteilung mit ihren weichen, vorzugsweise mergeligen Bildungen eigentlich von selbst heraushebt, was vielerorts schon landschaftlich durch die Bildung von zwei Terrainstufen . . . zum Ausdruck kommt", schreibt SCHWARZ (: 24—25). Hinweise auf Orts- oder Höhenlagen dieser Geländestufen fehlen. Die Verkennung der Kirchberger Schichten seines Arbeitsgebietes hat die stratigraphischen Schwierigkeiten erhöht. Die I. Abteilung von SCHWARZ, sein unteres Kalklager, das vor allem aus Pflanzenkalken bestehen soll, ist nach Befunden anderer Autoren gar nicht oder nicht in der angegebenen Stärke vorhanden. Das trifft auf die SCHWARZ'schen Profile in unserer Taf. 1 Nr. 1c (dazu diese S. 318), 2, 3, 9a und 10 zu. In Prof. 5 fehlt die I. Abteilung ohne ersichtlichen Grund. In Prof. 13 (Emerberg-S) soll sie nur 8 m, in Prof. 10 (Emerberg-W) dagegen 55 m mächtig sein. Die zur I. Abteilung zählenden „Pflanzenkalke", die u n t e r den Flammenmergeln liegen, sind teils keine Pflanzenkalke (unser Prof. 16, Erl.), teils Hangschutt, der zudem tiefer als die SBM liegt (Prof. 9a, 10). Auch die II. Abteilung weicht von den angegebenen Durchschnittsstärken (s. Tab. 1) teils stark ab. In Prof. 1c hat sie 7,1 m statt „60—70 m", die sie in Prof. 2 mit 70 m tatsächlich erreicht. In Prof. 9a ist die Mächtigkeit der II. Abteilung mit 119 m abnormal groß. Hier wird an einer Störung von 30 m Sprunghöhe das gleiche Schichtpaket zweimal erfaßt. Die aus dem Rahmen fallende Gesamtmächtigkeit der „OSM" von 183 m ist um 25 m USM + SBM sowie diese 30 m auf 128 m zu reduzieren (Prof. 9b). Die höheren Teile des Prof. 10 unterteilt SCHWARZ nicht, obwohl hier bei 680 m die hangende Kalkfolge mit einer deutlichen Hangkante beginnt. Sie könnte die obere seiner beiden „Terrainstufen" darstellen, die seine Gliederung charakterisieren sollen. „Pflanzenkalke" teilt SCHWARZ mit wenigen

Ausnahmen der I. Abteilung, „Glaskalke" nur der III. Abteilung zu, selbst wenn die Schichtstöße nach seinen Worten kaum, schlecht, sehr schlecht oder nicht aufgeschlossen sind. Bei Büchle/Gauingen hat er die von der Abtragung verschonte untere Hälfte der OSM seiner II. und III. Abteilung zugeordnet (die I. Abteilung sollte fehlen) und die dichte Varietät der Pflanzenkalke als „Glaskalke" beschrieben. — Durch Profilvergleiche hat sich also ergeben, daß die einzige Veröffentlichung, die das Gletscher-Einzugsgebiet behandelt, einer Herkunftsanalyse verschleppter OSM nicht zugrunde gelegt werden kann.

b) Prinz stellt fest, daß Schad's Vierteilung der OSM am Landgericht nicht mehr aufrechterhalten werden kann. Die dortige Schichtfolge läßt sich nicht in mächtige Kalk- und Mergelpakete gliedern. Damit verwirft er auch, durch Text und Profile für den Emerberg belegt, Schad's vermeintliche Dreiteilung hier und am Tautschbuch, und unausgesprochen die Dreiteilung von Schwarz. Prinz und Haag gliedern statt dessen mittels einer Anzahl von Mergel- und Sand-Tonmergel-Horizonten. „Diese Horizonte zeichnen sich als Vorstoß der sandig-tonigen Beckenfazies über weite Erstreckung nach Nordwesten ab . . ." (Prinz 1974: 45; 1959: 57). Da solche Horizonte zum Teil auch über die Blattgrenze zu verfolgen sind, so sind sie für diese Bereiche doch Leithorizonte. Sie verlaufen i. allg. auch parallel. Ob die Liegend- und Hangendschichten gemeinsame Züge aufweisen, läßt sich aus den Profilen nicht entnehmen. Legt man gleiche Gesteinsarten auf Taf. 1 farbig an, so kommt man wegen der differenzierenden Bezeichnungsweisen der Autoren in Schwierigkeiten. Was der eine als Kalk bezeichnet, mag der andere Kalk-Mergelkalk oder Kalkmergel nennen. Mächtige geschlossene Kalkfolgen, etwa in den Prof. 8, 9 a oder 19, sind im Ablagerungsraum der OSM unwahrscheinlich, vor allem, wenn sie Quellhorizonte führen.

Wenngleich kartierend gewonnenen und revidierenden Befunden größeres Gewicht zukommt als einer Stützpunkt-Geologie, so kann der Außenstehende kaum die abweichenden Gliederungen von Schad und Prinz beurteilen. Hierfür stehen auf Taf. 1 nur die Profile 20 und 21 zur Verfügung.

c) Haag hat (nur durch Kartenschraffur) die OSM in eine untere, vorwiegend tonig-mergelige und eine obere, vorwiegend kalkige Abteilung gegliedert. Das weicht von seiner und der Prinz'schen Textdarlegung ab. Auch die Abgrenzung beider Fazien vereinbart sich z. T. nicht damit. Da dieser Zweiteilung aber Beobachtungen zugrunde liegen müssen und sie eine, die Einzelheiten überwindende Überschau darstellt, habe ich sie erörtert. Sie trifft auf den S-Hang des Tautschbuchs jedenfalls eher zu als die Schwarz'sche Dreiteilung.

d) Aus der OSM des Gletscher-Einzugsgebietes sind weder Leithorizonte noch Leitgesteine für eine bestimmte Schicht oder Örtlichkeit bekannt geworden. Damit ist auch die Frage nach der g e s t e i n s m ä ß i g e n Herkunft der schneckenführenren Findlinge in den Kgrn. um Zwiefalten nicht zu beantworten.

E. Größere Aufschlüsse am Tautschbuch

Die im folgenden genannten, begangenen Aufschlüsse liegen auf de: Blättern 7822 Riedlingen (Nr. 1—8) und 7722 Zwiefalten (Nr. 9).

1. Steinbrüche von Täschle und 2. Fohren nördlich Langenenslingen

Die in unserem Prof. 1c erfaßten, stark verwachsenen Stbr. liegen am Waldrand auf ca. 630—638m Höhe, 1) 1800 m NE, 2) 1300 m NNE von Langenenslingen (neue Kirche in Ortsmitte; „Kgr." auf der Karte). SCHWARZ bezeichnet 1) als „Steinbruch", 2) als „Kies(?)-grube" und als „Mergelgrube" (: 27, 30[1], 44). Sein Profil „Täschle" zeigt von 630—637,1 m sieben Kalkmergel- und Mergelschichten.

Der Stbr. Fohren ist im W-Teil 8 m hoch und scheint nach umherliegenden Stücken zu schließen, Pflanzenkalk und weichere Kalke geliefert zu haben. Letztere führen nicht selten *Brotia escheri* (BRONGNIART), *Radix socialis dilatata* (NOULET), *Gyraulus applanatus kleini* GOTTSCHICK & WENZ (vgl. SCHLICKUM 1976: 5) und *Planorbarius cornu mantelli*, spärlicher Landschneckenreste. Nach Auskunft eines Einheimischen diente das Gestein als Wegbeschütt („Kgr."!). Vielleicht wurden härtere Bänke auch zu Bausteinen verarbeitet. Am Waldrand SW des Stbr. stehen im Liegenden 1,5 m Pflanzenkalk und darunter 0,5 m Schokoladmergel an. — KLEIN schreibt (: 203), „dass die derben plattenartigen Kalkschichten, die z. B. am Andelfinger Berg zu Bausteinen ausgebrochen werden, weniger mächtig, nur bis 20′ [5,7 m], sind und von einer Schicht Lehm oder Süßwasserkalkschutt überlagert werden". Seine Höhenangabe 200′ (über Talsohle) ergäbe etwa 610 m ü. NN. Die Karte zeigt am Andelfinger Berg nur noch eine Grube zwischen 680 und 690 m, die wie Stbr. Nr. 3 wohl in Pflanzenkalk liegt. Vermutlich beziehen sich KLEIN's Angaben wie auch die WENZ'schen Schneckennachweise „Andelfingen" (1930: 3251) auf die Stbr. Täschle und Fohren.

Die höheren Steinbrüche nördlich Langenenslingen sind in Prof. 1a dargestellt (vgl. SCHWARZ: 32—33).

3. Der untere Bruch NW Greut, 1650 m NNW Langenenslingen, hat die Bausteine für die neue Kirche geliefert und heißt deshalb „Kirchenbruch". Er zieht sich etwa 200 m E—W hin, ist aber nur noch im E 25 m breit und in ca. 676—688,5 m Höhe ü. NN. aufgeschlossen. Abwärts folgen:

a) 3 m maximal, weicher Sinterkalk und bräunlicher Mergelkalk mit Algenkalk-Knollen und -Walzen. Algenkalk-Platten bis zu einigen cm Dicke markieren in a) — c) stellenweise Schichtung.
b) 1,6 m Felsstotzen, oben rundlich, aus Sinterkalk mit Algenkalkbildungen.
c) 2,9 m mergeliger Sinterkalk mit Algenkalk-Bildungen (Walzen, Kugeln etc.).
d) 5 m Pflanzenkalk, gelblichbraun, teils krümelig verbacken, örtlich mit Nestern aus hellgrauem bis weißlichem Sinterkalk und mit Intraklasten. Nicht selten *Brotia escheri*, spärlich *Tudorella conica* und *Cepaea silvana*. Die dichten Lagen gleichen äußerlich dem Pflanzenkalk von Gauingen und Sonderbuch.

4. Der mittlere Bruch SW Lindenhart, 1870 m NNW Langenenslingen, in ca. 705—712 m Höhe, ist verwachsen. Im W stehen an der Oberkante einige Platten hellbraunen Pflanzenkalkes an, die einzelne hellgelbe Schlammkalknester (Kalklutite) sowie Intraklasten enthalten.

5. Der obere Bruch S Roßlet, 2000 m N Langenenslingen und ca. 718—728 m ü. NN., ist 70 m lang und 50 m breit. Es folgen

a) 0,2 m Boden

b) 2,5 m hellgrauer bis blaßgeblicher Mergelkalk bis Steinmergel, der stark bröckelig und schließlich zu Mergel verwittert. Eintägige Suche erbrachte (Stückzahlen in Klammern): *Tudorella conica* (2), *Archaeozonites costatus* (Sandberger) (1), *Triptychia* sp. (2 Bruchstücke), *Palaeoglandina gracilis porrecta* (Gobanz) (1, dazu ein wohl hierher gehöriger Rest und 1 ? Ei), *Tropidomphalus incrassatus* (4 und einige fragliche Exemplare), *Cepaea eversa larteti* (62 samt beschädigten Exemplaren, nur Steinkerne, teils mit Schalenresten), *Cepaea* sp. (3)[22]).

c) 3 m weicher, bröckeliger, blaßgelber Kalk mit braungelben Verwitterungsflächen, ohne Schnecken.

d) 0,3 m plattiger Kalk. — a) — d) waren Abraum.

e) 4 m maximal, bräunlicher, zäher, meist ziemlich geschlossener Pflanzenkalk, gelegentlich mit versteinerten Pflanzenstengeln, öfter mit Algenkalk-Hülsen, mitunter gelben Kalklutiten und mit Intraklasten. Äußerlich nicht vom Pflanzenkalk von Gauingen-Sonderbuch verschieden, wie dort durch Schichtung und Klüftung in große Quader geteilt.

Auf der N-Seite des Stbr. reicht der Pflanzenkalk bis 2 m unter und 1 m über die (wohl aufgeschüttete) Sohle, auf der SE-Seite bis 2,3 und auf der SW-Seite bis 4 m darüber. Auf der N-Seite steigt sein Dach westwärts allmählich um 1,7 m an und sinkt dann wieder auf die Ausgangshöhe ab. Es liegt also eine wellige Oberfläche vor.

Der Pflanzenkalk („Roter Travertin") wurde nach Mitteilung Einheimischer wie jener von Gauingen zum Bau des Nürnberger Parteitagsgeländes gebrochen. Aus Gauinger Pflanzenkalk besteht die Kirche von Zwiefalten (Schwarz: 33). Das Gestein der Schicht b) gleicht augenscheinlich jenem, das Haag (: 83) über den roten Flammenmergel bei Baach, auf 579—581 m beschrieben hat. Der dortige Anriß auf der linken Seite des Hohlweges 130 m NE der Zehntscheuer (auf deren W-Seite entlang dem Asphaltsträßchen) dürfte der Wenz'sche Schneckenfundort gewesen sein. Die obige Schicht b) könnte man nach dem weitaus häufigsten Fossil, hierin Wenz folgend, als Larteti-Schicht bezeichnen. *C. eversa larteti* kann nach diesem Fund nicht mehr als bezeichnete Schnecke der Unteren Silvana-Schichten gelten. Es ist nun auch unwahrscheinlich geworden, daß der graue Teil der Flammenmergel von der Alb-Hochfläche eingeschwemmt wurde. Süßwasserschnecken fehlen in Schicht b) bisher ebenso wie in den Flammenmergeln.

6. Aufschlüsse an der Straße Langenenslingen — Friedingen

Ihr Ausbau erschloß nach Beobachtungen im Herbst 1976 auf der W-Seite der Straße im Bereich des neuen Wasserbehälters Moräne. Sie ereicht von der verlängerten S-Seite des Wbh. (als Bezugslinie; Wbh. noch nicht in der Karte, 627 m hoch; Straßenhöhe 626 m) 50 m nach S (620 m) und 12 m nach N. Nordwärts folgten jeweils mit welliger Oberfläche 12 m grünlichgelber, gestauchter

[22]) Das beste Stück von *C. eversa larteti*, das Herr Dr. Gall vermessen hat, fällt in die Variationsbreite der Art (vgl. Gall 1972: 11). Herrn G. Falkner verdanke ich Hinweise bei der Fossilbestimmung.

Mergel (Geschiebemergel) und 40 m Schokoladmergel bzw. hellgelblich[illegible]stichige, etwas härtere Mergel der OSM. Es schlossen sich 20 m Geschiebe[illegible] am Ende mit einem gekritzten Weißjura-Block an (634,5 m). Schokoladme[illegible] waren auch unter der Moräne hochgepreßt. Geschiebebestand: Weit überwiegend und am größten (bis 50 cm) Weißjura, gekritzt, meist ziemlich eckig bis kantengerundet, gelegentlich rundlich. Tertiär-Blöcke meist aus bröseligem, gelblich-rosastichigem Sinterkalk und Mergelkalk (wohl aus dem näheren Untergrund) seltener und meist kleiner. Alpine Geschiebe rund, gekritzt, am spärlichsten und kleinsten (bis 18, 15, 10; 17, 10, 8; 16, 7, 6 cm). — Auf der E-Seite der Straße war die Moräne kürzer erschürft. Am Hangfuß, 50 und 40 m S der Bezugslinie lagen zwei rundliche Pflanzenkalk-Blöcke (150, 150, 110; 150, 130, 70 cm), mit kleinen Alpin- und Weißjura-Gesteinen bestückt, offenbar herausgeschrappte Findlinge. An der Waldecke bei Fohren waren zahlreiche große, ziemlich eckige Pflanzenkalk-Blöcke aufgetürmt, denen kleinere Tertiär-Gesteine anhafteten. Sie stammen aus dem Trassenbereich um den neuen Wbh.[23]) und waren wohl dorthin abgerutscht.

Westlich der großen Straßenbiegung (W der Linie Berghof — P 648,7) lagen 100 m westwärts der Abzweigung der neuen von der alten Straße, soweit noch erkennbar, 50 m Geschiebemergel mit einzelnen Blöcken (Weißjura, gekritzt, bis 70, 40, 30 cm; Tertiär bis 40, 25, 15 cm); dann 30 m schokoladfarbene, grünliche und hellgelb-rosastichige Mergel der OSM; 20 m Moräne mit viel Geschiebelehm bis auf 657,4 m Höhe; 24 m nicht aufgeschlossen; 47 m (bis zum alten Wbh.; s. Karte) örtlich erschlossen OSM-Mergel. Da Moräne am Straßen-N-Hang, an der Einmündung der alten in die neue Straße (3 m Höhendifferenz) ausgebaggert wurde, kann ihre ursprüngliche und zugleich höchste Höhe mit rd. 660 m angenommen werden. Einzelne kleine Weißjura-Blöcke im Schutt am Eintritt der Straße in den Wald (S Waldabteilungs-Nr. 10, auf 680 m Höhe) dürften verschleppt sein. (An der oben genannten Straßeneinmündung war zur Stützung der alten Straße weit überwiegend alpines Moränenmaterial aus der Kgr. Andelfingen (vgl. Zöbelein: 274) zeitweilig angeschüttet worden; Mitt. von Herrn Gerhardt.) — An der Böschung nördlich der Straße, 150 m W der Verzweigung der alten und neuen Straße, stehen 60 m lang (bis 60 m E des alten Wbh.) Mergel der OSM an. Deren schokoladfarbene Teile führen reichlich Schneckenschalenbruch, darunter *Planorbarius*. — Fortsetzung des Profils der OSM vom alten Wbh. rechts und links der Straße west- und aufwärts (Schichtgrenzen in Taf. 1, Prof. 1 b; Abkürzungen S. 306): Bis 280 m (70 m vor Eintritt der Straße in den Wald) mit Unterbrechungen M (677,5 m). 70+30 m PK-Blöcke, grusiger K, MK und PK (688m). 95 m M (696 m). 52 m M + n. a. (700,4 m). 27 m K—MK? (702 m). 38 m n. a. (704 m; Weggabel links der Straße). 45 m n. a. (709,4 m). 62 m PK (713/714 m). 25 m M + MK. 35 m n. a. (M ?; Weggabel rechts und Wegkreuzung). 8 m M ? (717 m). 190 m PK (Weggabel rechts). 225 m PK unter dünnem M (Waldende, Ende der Ausbaustrecke; 725 m). — 125 m NNE P 728,9 bis zur Waldecke (735—740 m) sanft ansteigende Wiesen, dann steileres Waldgelände bis P 760,2, „Roßlet". Hier und 150 m NW, in einer Grube SW der Straßenkehre, löcheriger PK mit Kalklutiten (740—760,2 m Glökler's „Silvanakalk-Trauf").

[23]) Mitt. von Herrn Reg.-Baudirektor Bürk, Straßenbauamt in Riedlingen, und Herrn Straßenbaumeister K. Gerhardt, Sigmaringen, denen ich die Höhenangaben verdanke. Mit Herrn Gerhardt fand eine Begehung des Moränenbereiches im Februar 1977 statt.

Folgerungen: Die Kombination der Profile 1a und 1b (Taf. 1) liefert die bisher umfassendste Schichtfolge der OSM am Tautschbuch. Das untere Drittel ist hier vorwiegend mergelig entwickelt. Pflanzenkalk-Pakete sind den beiden höheren Dritteln eingelagert, wie die weitgehend übereinstimmenden Profile 1a und 1b zeigen. Daher dürfen auch die dazwischen liegenden Mergelstöße, die an der Straße erschlossen sind, unter und zwischen den Stbr. des Prof. 1a angenommen werden. Die SCHWARZ'schen „Pflanzenkalke" seiner I. Abteilung und die „Glaskalke" seiner III. Abteilung bilden nicht das Liegende bzw. Hangende der Stbr. von Täschle und Fohren. Auch hätte man sie andernfalls dort abgebaut. Da Moräne der mittleren (weißen) Serie, Alt-Riß, zwischen 620 und 660 m erschürft wurde, könnte WENK's „Riß II-Grund und -Endmoräne", die er bis 605 m hinaufzieht, ebenfalls Alt-Riß (= Riß-I) sein.

7. Der ehemalige Steinbruch nördlich Michelfeld/Pflummern, 1750 m N des Ortes, den GLÖKLER (: 21) erwähnt, liegt nach der Karte („Sgr.") auf etwa 715—725 m Höhe. Ein 4 m hoher, noch zugänglicher Hang hat Pflanzenkalk mit spärlichen Schneckenresten geliefert. Nach seiner Höhenlage entspricht er dem oberen Stbr. (Nr. 5) von Langenenslingen; ob auch stratigraphisch, ist angesichts zweier NE-Störungen zwischen Nr. 7 und Pflummern ungewiß.

8. Die Sandgrube NW Grüningen, 1875 m von der Kirche entfernt auf etwa 665—675 m Höhe gelegen, erschließt waagrecht geschichteten Silvanakalk-Grus von meist Erbsen- bis Haselnußgröße. Einzelne faustgroße, selten zweifaustgroße Süßwasserkalke, auch Süßwasserschnecken führende Schokokalke, kantengerundet bis ziemlich eckig, sind (anscheinend besonders in den höheren Lagen) eingeschaltet. Es handelt sich um eine fluviatile Ablagerung innerhalb der Silvana-Schichten, die ein entsprechendes Gefälle voraussetzt. SCHWARZ erwähnt sie nicht (s. unser Prof. 2). Die Höhe der Sgr.-Sohle über der OSM-Sohle beträgt unter Berücksichtigung von 15 m Absenkung jenseits der NW-Störung rd. 100 m (s. Tab. 2, Nr. 9). Damit fällt die Sgr.-Sohle in die Mergelkalke (724 m) unseres Prof. 1a. — Der von SCHWARZ erwähnte Stbr. auf 714 m Höhe („westlich vom ehemaligen Tautschhof") könnte einen 2,5 m hoch aufgeschlossenen Schurf in lichtgelbgrauem, dichtem Süßwasser-Kalk betreffen, der in plattigen Stücken an einem verrutschten Hang herauskommt. Er führt ziemlich zahlreiche Steinkerne und Abdrücke von Landschnecken. Gleiches Gestein steht auf der Hochfläche (um P 726,0) an. Pflanzenkalke scheinen hier nicht entwickelt zu sein.

9. Der Steinbruch nahe dem Sechseckigen Stein östlich Mörsingen liegt 400 m E des Steins, 1625 m E des Oberdorfes und mit 718,4—720 m auf der Tautschbuch-Höhe. Die Forstverwaltung schottert mit dem gelockerten Gestein ihre Straßen. Es handelt sich um hellgelblichgrauen, etwas brekziösen oder dichteren Süßwasserkalk, der von feinen welligen Kalkspatflächen durchsetzt ist. Er bricht beim Anschlag muschelig und ist Weißjura-ähnlich. Derlei Schlammkalke kommen unter den OSM-Geschieben häufiger vor. Im Abraum auf der W-Seite fanden sich sehr selten Steinkernreste von *Cepaea* und *Planorbarius*. Schmale, leicht gekrümmte Schlitze im Gestein weisen auf aufgelöste Schneckenschalen-Bruchstücke hin. — Der Kalk geht gegen die SE-Seite der Stbr.-Sohle in hellgrünlichbraunen, feinsandigen Kalk über. Teils zeigt er konkretionsartig gebuckelte Oberflächen, teils mit Netzwerk durchsetzte Lösungslöcher. Teilkugeln und Kalotten strahligen Kalkspats sind nicht selten. Fetter, grünlichgraubrauner Mergel bedeckt ihn. Ob diese Gesteine in einer Senke der hellen Kalke abgelagert

wurden oder diesen eingelagert sind, war infolge der Ausschrappung d[illegible] nicht mehr zu entscheiden; das letztere ist wahrscheinlicher. Höhenmäßig e[illegible] chen sie SCHAD's IV. Abteilung bzw. tiefsten Teilen des PRINZ'schen „oberen S[illegible] Tonmergel-Horizontes".

10. Aufschlüsse an der Bundesstraße (B) 312 westlich der Donauschleife von Zell

Die Aufschlüsse berühren die dortige Abgrenzung SBM/OSM und die NE durchziehende Störung. Deshalb sei ein Gliederungsschema vorangestellt (Tab. 4), nach Daten von KIDERLEN (: 268), PRINZ (1959: 83) und HAAG (: 71, 76, 79, 80, 111, 113, Taf. 2).

Tabelle 4
Liegendes der OSM westlich der Donauschleife von Zell

KIDERLEN				HAAG	
Westlich P 518,2		Südöstlich „Lgr." (? „Kgr." bei P 572,0)		(Höhen 548—549 und 525 m nach KIDERLEN)	
a		b		c	
OSM		OSM		OSM	(587—590)
	567		598	SBM II (26—35 m)	(555—560)
SBM I (18—19 m)	548—549	SBM I (27 m)	571	SBM I (6—12 m)	548—549
USM (23—24 m)	525	USM (23 m)	548	USM (23—24 m)	525
Weißjura ξ 3		Weißjura ξ 3		Weißjura ξ 3	

Eine „Lgr." (Lehmgrube) ist in diesem Kartenbereich nicht zu finden. PRINZ zieht die Weißjura-Obergrenze bei 540—545 m. Die scheinbar überhöhte Mächtigkeit der SBM II (in der Umgebung der Donauschleife sonst nur knapp 20 m) beruht auf einer NE-Verwerfung (HAAG). Sie kreuzt (s. Kt., Bl. 7722 Zwiefalten) die B 312 etwa 100 m S Km. 48 und senkt den SE um 10—15 m ab.

Beim Ausbau der B 312 standen im Herbst 1974 am W-Hang der Trasse N des ehemaligen Km. 48, 90 m N bis 70 m S des jetzigen Stationierungszeichens 2,000 (gegenüber dem nördlichen Parkplatz) von 567—583 m ü. NN. feine, gelbliche, glimmerhaltige Sande, Kirchberger Schichten an. Eine Grube an der Wegkehre darüber zeigt von 586—591 m gelblichen, grünstichigen Mergel oder Tonmergel mit feinsten Glimmerblättchen, mitunter Mergel-Feinstsand-Gemisch. Ob SBM II oder OSM vorliegt, kann ich nicht entscheiden. Am nächsten Hanganschnitt der B 312 gegen S zu, von 35 m bis 135 m S der Station 2,200 waren von 564—575 m ü. NN. violettbraune, fossilreiche Mergel- und Mergelsteine der Silvana-Schichten erschlossen, im unteren Drittel teils auch grünliche Mergel und Sandmergel. Zwischen beiden Aufschlüssen verläuft HAAG's Störung. An dieser sind die Silvana-Schichten

gegenüber der SBM II also um mindestens (583—564) 19 m abgesunken. Der Weißjura ist sogar um (548—525) 23 m verworfen. Klein kann (: 203) mit der „Birk" nur diese fossilreichen Silvana-Mergel gemeint haben. Der Anschnitt eines niedrigen Hanges 70—110 m südlich Station 2,600 zeigte 3 m hoch grünlichen, mergeligen Sand bis sandigen Mergel, meines Erachtens Silvana-Schichten. Gleiches Gestein war auf einer 15—20 m breiten Verebnung E der Trasse, (deren Höhe hier 547,7 m ü. NN. beträgt), 70 m S bis 120 m S der Station 2,600 angeschürft. Am N-Ende der Verebnung, 1,5 m unter Trassenhöhe lagen zahlreiche, auch gekritzte Blöcke aus Alpin-, Weißjura- und Tertiär-Gestein. Ein Pflanzenkalk am S-Ende der Verebnung war mit kleinen alpinen Gesteinen besetzt und kantengerundet. Dagegen waren zwei schneckenführende Kalke von 300, 300, 180 und 270, 170, 150 cm, die 250 m nördlich auf der Trassen-E-Seite lagen, eckig. Wahrscheinlich waren sie abgerutscht. Der oben genannte, 3 m hohe Hanganriß erschloß in seinem S-Teil verschiedenerlei OSM-Gestein, das durch Hangrutsch oder Gletscherdruck durchmischt war. — Diese Beobachtungen weichen von Haag's Darstellung ab, wonach SMB II südwärts bis „Bei der Ob. Gasse" und hier bis 580 m ü. NN. reichen würde.

In diesem Zusammenhang sei das Profil einer 20×20 m großen Baggergrube wiedergegeben, die beim Straßenbau eröffnet wurde und nun wieder eingeebnet ist. Lage: 125 m WNW Km. 47, am Stationierungszeichen 1,200 (W-Rand von Bl. 7723 Munderkingen), am S-Rand der B 312, Straßenhöhe hier 554 m ü. NN. Schichtfolge: 2,2 m über und 4,8 m unter Straßenhöhe grober Schotter und mäßig geschichtete Schottermoräne der mittleren (weißen) Serie; darunter schneckenführender, schokoladfarbener Steinmergel der Silvana-Schichten, angeblich 0,2 m stark, demnach ein Rest der Tertiär-Bedeckung; dann Weißjura. — (Mitt. über den Straßenbau von Herrn Dr. W. Fischer, Tübingen; über Trassenvermessung und Baugrunduntersuchungen von Herrn Reg.-Baudirektor Bürk, Riedlingen; über Trassenhöhen und Liegendes des Schotters in der Baggergrube von Herrn M. Kieferle, Hailtingen.)

F. Stratigraphischer Vergleich des Tautschbuch-Nordrandes mit dem Tautschbuch-Südhang

Die Stbr. von Langenenslingen (Abschn. E, Nr. 3—5) liefern wie jene von Gauingen und Sonderbuch Pflanzenkalke. Wegen ihrer *Brotia-* (früher *Melania-)* Mumien nennt O. Fraas (1887: 7) sie Melanienkalke. In Gauingen führen einzelne Lagen nicht selten *Brotia escheri,* die mit *Brotia turrita* (Klein) zu vereinigen sein dürfte (Wenz 1929: 2599—2601) und daneben *Cepaea silvana.* In den Gauinger Stbr. stehen 3—4 m Pflanzenkalk an, die von 1,5—2 m brockig verwitterndem Pflanzenkalk und Boden bedeckt werden. Im aufgelassenen Stbr. Sonderbuch liegen 3 m lockerer Pflanzenkalk (Abraum) über 3 m festem. Die meist bräunlichen, teils auch hellgrauen Gesteine zeigen die üblichen Algenkalk-Bildungen, auch feinstgeschichtete Krusten, konzentrisch-schalige Kugeln von Sagokorn- bis Nußgröße. Auch treten jene weichen, anscheinend strukturlosen Einschlüsse (Mergelgerölle ?, Algenbildungen ?) wie im unteren Stbr. N Langenenslingen (Nr. 3, d) auf.

Tabelle 5

Stratigraphische Daten zur OSM bei Gauingen und Sonderbuch (aus Haag,

	Gauingen	Sonderbuch
1. Höchste OSM (höchste Erhebung)	732,5	P 716,1
2. Stbr.-Dach (im Mittel)	727	712
3. Stbr.-Sohle (im Mittel)	722	706
4. Sohle der OSM/Liegendes		
a) E Lange Schachen	675/W ξ3	
b) N Bienenhaus	685/W ξ2	
c) N Windenloch	690/W ξ2	
d) Sonderbuch-Wbh.		655/W ξ3
e) Eichholz		655/W ξ3
5. Mächtigkeiten		
OSM maximal (1—4 a; 1—4 d)	57 m	61 m
Stbr.-Sohle bis OSM-Sohle (3—4 a; 3—4 d)	47 m	51 m

Haag (: 90) gibt als Mächtigkeit der noch erhaltenen OSM bei Gauingen 50 m und bei Sonderbuch 60 m an. Die Dicke der OSM von ihrer Sohle bis zur Stbr.-Sohle in Gauingen-Sonderbuch (47 bzw. 51 m) gleicht praktisch derjenigen beim unteren Stbr. (Nr. 3) N Langenenslingen (52 m; Prof. 1 a). Diese Pflanzenkalke entsprechen sich also stratigraphisch wie nach ihrem Aussehen. — Die Angabe von Schwarz (unsere Tab. 1), daß seine I. Abt. im N nicht mehr entwickelt sei, trifft somit nicht zu. Vielmehr sind, wie Haag (: 90) betont, beträchtliche Teile der höheren OSM abgetragen worden. Gegenüber 136 m OSM (unser Prof. 1a) am Tautschbuch-S-Hang sind bei Gauingen-Sonderbuch nur mehr 57 bzw. 61 m vorhanden. Hier liegt die Sohle der OSM ja auch beträchtlich höher als dort, bei Gauingen um 51 (66) m und bei Sonderbuch um 31 m; (nicht etwa 100 m, wie Schwarz meint, s. unsere Tab. 1). — Schwarz (: 47) stellt die Schichten bei Büchle SW Gauingen von 680 m (Weißjura ε; lies ξ) bis 705 m wegen der weicheren Sedimente in seine II., jene bis 725 m in seine III. Abt. Letztere bezeichnet er als „Glaskalke“ Es handelt sich um Pflanzenkalke, die dichtere Lagen aufweisen können. Die unteren 25 m des Profils fallen in Haag's vorwiegend tonig-mergeliges Schichtpaket (Tab. 3, Nr. 19), das Hangende in seine vorwiegend kalkige Abteilung.

Vergleicht man derart die Pflanzenkalke der Österberg-Hochfläche mit jenen N Langenenslingen, so liegen sie etwa im Bereich des mittleren Stbr. (Nr. 4); (OSM-Sohle am Österberg 560—565 m, Tab. 2, Nr. 7, 8; „Kalke“ s. Prof. 3).

G. Obere Süßwasser-Molasse am Ostrand des Riedlinger Beckens

Bl. 7823 Uttenweiler (Heinzelmann 1948a) und 7723 Munderkingen (Prinz 1974).

1. Der Bussen, 766,5 m hoch, trägt laut Münzing (1968: 125, 128) eine 18 m dicke Kappe aus Süßwasserkalk. Im ehem. Stbr. 60 m E der Kirche stehen hellgelbliche bis hellbräunliche, sinterartige Kalke mit Kalklutiten an, teils auch mit eckigen Einschlüssen. Die Kalke brechen beim Anschlagen brekziös. Ähnlich

beschreibt sie A. Sauer (1923: 11), der zuoberst eine fast 1 m dicke, kompaktere Bank gewöhnlichen Süßwasserkalkes beobachtete. Pflanzenkalke, wie sie etwa auf der Österberg-Hochfläche anstehen, liegen nicht vor. Im Liegenden konnte Münzing (: 125) bis 645 m nur Sande und Mergel ermitteln. Die in 703 m Höhe angesetzte Bohrung Offingen 1 hat bis 50 m Endteufe keine Kalke durchsunken. Am Bussen-N-Hang bei Buchay sind die Felder lt. Münzing von 635 bis 640 m stark mit molluskenhaltigen Süßwasserkalken überstreut, doch fehlen Aufschlüsse. Nun wurden in den Bergen SE Reutlingendorf Süßwasserkalke zwischen 634 und 644 m Höhe in alten Stbr. abgebaut (s. unten). Ich nehme an, daß sie jenen im Untergrund bei Buchay entsprechen. Kiderlen hat die Süßwasserkalke hier bei 650 m nach oben begrenzt und sie bereits denen von Schupfenberg gleichgestellt (s. Kraus: 15—16).

2. In den Bergen südöstlich Reutlingendorf ist die OSM nach Prinz in tonig-feinsandiger Fazies ausgebildet (1959: 49; 1974: 45). Ihre Untergrenze zieht er zwischen 610 und 615 m. Damit liegt sie wie der höhere Teil des Bussen über den derzeit höchsten Ablagerungen der Eiszeit. Am Guggenberg schalten sich den vorherrschenden Glimmersanden einige Kalkbänke zwischen 650 und 630 m ein (Prinz 1974 nach Schreiner). In einem alten Stbr. an der NW-Seite des Schupferberghaus fand Prinz hellgraubraunen, harten, sehr fossilreichen Kalkstein zwischen 634 und 636/637 m. Darüber sollen bis 655 m feinsandige Tonmergel folgen. Offenbar handelt es sich um den ehemaligen riesigen Stbr. (nach der Karte in etwa 634—643 m Höhe), der die Bausteine für die Klosteranlage von Obermarchtal geliefert hat (Mitt. von Herrn Revierförster Karle, Reutlingendorf). Am Sockel der Kirche ist grauer Silvana-Kalk mit zahlreichen Schneckensteinkernen zu sehen. Ein weiterer verwachsener Stbr. liegt am N-Rand von Bl. Uttenweiler, 380 m NW Schupfenberg in 638—644 m Höhe, den Münzing (: 126) erwähnt. Es dürfte sich um die Fortsetzung des obigen Vorkommens handeln. Umherliegende hellbraune, harte Kalksteinbrocken führen reichlich Gehäuse und Steinkerne von *Radix socialis dilatata, Gyraulus applanatus kleini, Planorbarius cornu mantelli, Klikia giengensis, Cepaea silvana* u. a.

3. Stratigraphisch-tektonischer Vergleich zwischen Bussen, Hungerberg und Österberg

Nach A. Sauer (1923: 8—9) liegt die Sohle des „oberen Süßwasserkalkes" am Bussen (P 766,5) tektonisch bedingt etwa 150 m höher als am Österberg (P 651,7) und etwa 160 m höher als am Hungerberg (P 612,7; 2 km NNE des Bussen). Derlei Erdkrustenbewegungen zieht auch Krauss zwischen Bussen und Hungerberg in Erwägung (1930: 15—16). — Nach Heinzelmann (1948a, b) verläuft die Grenze SBM/OSM auf der Bussen-W-Seite bei 587,5 m, auf der N-Seite gegen den Hungerberg bei 607,5 m und nach Münzing auf der SW-Seite bei 600 m. Der Mittelwert beträgt 600 m. Am Österberg liegt diese Grenze bei 560 m und 565 m (Tab. 2, Nr. 15, 16; 8, 7), im Mittel bei 562,5 m. Somit verläuft sie am Bussen ca. 37,5 und am Hungerberg ca. 45 m höher. Berücksichtigt man ungenaue Abgrenzungen und eine wellige Oberfläche der SBM, so kann man für Bussen und Hungerberg eine durchschnittlich 40 m höhere Lage ansetzen. Die Süßwasserkalke am Bussen und Österberg sind nicht nur petrographisch, sondern samt denen des Hungerbergs auch stratigraphisch verschieden, wie sich aus ihrer unterschiedlichen Höhe über der Grenze SBM/OSM ergibt. Das Mittel der Mächtigkeiten der OSM beträgt nach Tab. 2 am südöstlichen Tautschbuch 140 m (Nr. 4, 9, 10), am Österberg 90 m (Nr. 7,

8), am Bussen 165 m (Nr. 14—16) und am Hungerberg 5 m (Heinzelmann [illegible]). Schwarz hat (: 31) bereits eine erhebliche Abtragung der Österberg-Hoch[illegible] angenommen. Sie beläuft sich gegenüber den benachbarten Tautschbuch-Höhen im Mittel auf 50 m und gegenüber dem Bussen auf rd. 75 m. Der Hungerberg ist selbst im Vergleich zu seiner nördlichen Nachbarschaft bei Köhnwieshau (P 642,7) oder Schupfenberg (P 654,8) um 30—40 m erniedrigt worden.

H. Gletscherhöhen und Ausräumung eiszeitlicher Ablagerungen

1. Kartierungsbefunde (aus Heinzelmann & Wenk 1948; Haag 1960)

Die in Tab. 2 vermerkten, aus Karten entnommenen Obergrenzen des Pleistozäns waren offensichtlich nicht durchwegs die Obergrenzen der Gletscher und ihrer Ablagerungen. So liegt z. B. Wenk's „Riß I-Endmoräne" S Pflummern (von der Kgr. bei P 645,6 bis 250 m E P 624,0) als Haube auf einem Rücken aus Silvana-Schichten. Am Österberg-N-Hang zieht „Riß I-Grund- und Endmoräne" bis 635 m Höhe hinauf, wobei sie von 200 m Breite bei Galgenäcker auf 650 m anwächst. An ihren Flanken liegen tief hinab Silvana-Schichten und im W selbst SBM (Tab. 2, Nr. 6, 7). Am Tautschbuch-Hang W der großen Donauschleife von Zell fehlt Pleistozän auf 625 m Erstreckung gänzlich (Haag, Kt.). In den Zeiten zwischen dem Rückschmelzen der Gletscher und ihren neuerlichen Vorstößen sowie in der Nacheiszeit müssen also erhebliche Ausräumungen pleistozäner Sedimente erfolgt sein. Dafür spricht auch die Anhäufung von Gesteinsmaterial örtlicher Herkunft in der mittleren Serie der eiszeitlichen Ablagerungen um Zwiefaltendorf. Auf die Bedeutung solcher Ausräumungen und diesbezügliche Untersuchungen weist Schaefer hin (1968: 189). Abtragungsvorgänge beantworten wohl zum einen Teil die Krauss'sche Frage (: 16), warum die Moränen an den Bergen N des Bussen nicht so hoch wie an diesem hinaufsteigen. Zum anderen mag die hohe Lage der Moräne am Bussen (700 m) durch dessen „Eisbrecher"-Funktion bedingt sein. Die Erwägung einer inner- oder nacheiszeitlichen Erdkrustenbewegung um 150 m ist auszuschließen.

2. Die Abtrennung des Österbergs vom Tautschbuch

Schwarz meint (: 31—32), daß der Österberg „ein sehr altes, jedenfalls vordiluviales Absprengstück des Tautschbuchs darstellt". Diese „Tatsache" sei dadurch „sicher bewiesen", daß das Altbach-Runsbachtal bis zur Talsohle mit Moränenmaterial angefüllt ist. Daraus ergibt sich indessen nur, daß der Gletscher hier geflossen ist, nicht aber, daß das Tal schon bestanden hatte. (Übrigens ist es keineswegs mit Moränenschutt „angefüllt". Von Runsmühle nach NE reicht OSM/SBM auf beiden Flanken bis zur Talsohle herab. Frisch gepflügte Felder zeigen über Runsmühle die Tönung der Schokoladmergel. Erst im S-Teil des Tales liegt „Riß II-Grund- und -Endmoräne", aber nur bis 565 m Höhe im W und 575 m im E. Da Moräne 250 bis 400 m W des Altbachtales, S Pflummern, noch auf 624 bis 645,6 m Höhe abgelagert wurde, muß sie in der Talung entsprechend ausgeräumt worden sein.)

Eine vordiluviale Abtrennung des Österbergs nimmt auch Glökler an (: 22 bis 23). „Es hätte sonst kein Donauhochwasser mehr seinen Weg hinter ihm finden und kein Gletscher ins Tal nach Pflummern eindringen können." Das Argument des

Donauhochwassers entkräftet Glökler selbst. Er läßt (: 23) offen, ob die „deutlich geschichteten Ablagerungen" in der Kgr. bei P 645,6 „von Ablagerungen der Donau oder unmittelbar von Schmelzwässern stammen". Der Anstieg einer eiszeitlichen Donau in der Pflummerner Sackgasse bis auf diese Höhe ist unwahrscheinlich. Er vereinbart sich auch nicht mit Gugenhan's „auch heute noch nicht widerlegte(r) Annahme" (Glökler: 22), daß die Donau unter dem Eis geflossen und 20—30 m aufgestaut worden ist. Außerdem hat Wenk (1948) [nicht Heinzelmann] dort „Moräne" kartiert, wie Glökler (: 22) zitiert. Glökler spricht (: 22) abweichend von seiner obigen Aussage davon, daß der Gletscher den Österberg „umflossen" hat. Meines Erachtens hätte er bei einer Oberfläche, die mehr als 645,6 m ü. NN. lag und bei entsprechendem Nachschub auch n ö r d l i c h des Österbergs in das Pflummerner Tal einfließen können, ebenso übrigens das vermeintliche Donauhochwasser. „Die Vorgänge, die zur [vordiluvialen] Ablösung dieses Berges geführt haben, sind jedoch wohl kaum rekonstruierbar . . ." (: 23). — Man kann also nicht ausschließen, daß der Österberg, herausragender Sporn am Eingang des Riedlinger Zungenbeckens und Gegenstück des Bussen als Eisbrecher, durch den Gletscher vom Tautschbuch getrennt wurde.

3. G l e t s c h e r h ö h e a m Ö s t e r b e r g

Nach German (1968) blieb der Österberg auf seiner Oberfläche eisfrei. — Eiszeitspuren sind dort bisher nicht gefunden worden. Da er nur 6 m höher als die Moräne S Pflummern ist, (die nur einen Rücken krönt und selbst wohl später erniedrigt wurde), dürfte die Gletscheroberfläche höher als der heutige Österberg gewesen sein. Ob sie den e i s z e i t l i c h e n Österberg bedeckt hat, ist unbekannt. Heute ist er rd. 50 m niedriger als die benachbarten Tautschbuch-Höhen, und als Inselberg der Entblößung besonders ausgesetzt. An seiner W- und NE-Flanke sind keine eiszeitlichen Sedimente mehr vorhanden. Möglicherweise wurden diese auch auf dem Österberg, vielleicht samt dessen früherem Gipfel abgetragen.

4. A u f s c h l ü s s e i m P l e i s t o z ä n s ü d l i c h P f l u m m e r n

Die Kgr. bei P 645,6 war der einzige größere Aufschluß in Wenk's „Riß I-Endmoräne" (1948). Später wurde sie mit Müll gefüllt. (Zwei Vorkommen von „Riß I-Grund- und -Endmoräne gemischt" liegen E Pflummern bis Erlach und wie erwähnt am N-Hang des Österbergs.) Im Herbst 1974 zeigte mir Herr Forstdirektor Riester, Riedlingen, auf dem Hügelrücken S Pflummern 8 Kgr. bzw. Schürfe, die im Zuge der Flurbereinigung eröffnet wurden. Die unterste Kgr., 115 m SW P 624,0, zeigte über schneckenführenden Schokomergeln der Silvana-Schichten (612,2 m) Sand (bis 619,6 m), dann Sand und Schotter im Wechsel (bis 620,6 m) und Schotter (bis 622,8 m). Dessen Geröllbestand war am bestem mit jenem des unteren Schotters der Kgr. Hassenberg zu vergleichen (Zöbelein: 265 f.)[24]). Es folgten ein Kon-

[24]) Siehe hierzu „Berichtigungen", Abschnitt K. —

G e r ö l l b e s t a n d (Fraktionen und Auszählweise s. Zöbelein: 280—281, 302[5]). I (n = 328), II (n = 114), III (n = 119), IV (n = 28). In % Alpin (davon Kristallin) 76 (17), 60 (12), 49 (6), 18 (4). Weißjura 17, 32, 45, 57. Tertiär 7, 8, 6, 21. — Tertiär-Anteile in I—IV (s. Zöbelein: 286, Tab. 3): Pflanzenkalke 2 (!), bräunlich-violette Kalke 6, helle Schlammkalke 3, Fossilkalke und -mergel 4, Intraklastkalke 4, Sand- und Mergelkalke 15, Sandsteine 10.

glomerat von 0,20—0,80 m; dann Sand und gebänderter Mergel (bis 626, die Lagerung im oberen Teil der Kgr. Hassenberg; Zöbelein: 264c); darüber moräne bis 628,9 m und Mutterboden bis 629,4 m. Drei weitere Kgrn. setzten Profil mit Sand, Schotter und Schottermoräne nach NW und oben (bis 632,8 m fort. — Drei Schürfe hangabwärts, 35 m E P 645,6 reichten z. T. bis an die alte Kgr. heran. Sie erschlossen südwärts bis 633 m hinab Grundmoränen mit viel Geschiebelehm. Nach E und S zu wurde sie von Schottermoräne und dann Schotter überdeckt. Die Geschiebe der Block- und der Grundmoräne waren gekritzt. Sie bestanden aus Weißjura- und Silvana-Gestein, darunter auch Pflanzenkalken, von öfter bis 50 cm, selten bis 1 m Länge. Alpine Geschiebe waren rund, selten und erreichten bis 24, 11, 8 cm (dunkler Kalk) oder 28, 11, 11 cm (grünlicher Gneis). In den kleinen Fraktionen herrschte wie in allen Kgr. des Riedlinger Beckens Alpines vor. Demnach liegen keine Donau-Schotter, sondern Schotter und Moräne der mittleren (weißen) Serie vor. Die Schichtfolge entspricht jener im unteren Teil der Kgr. Hassenberg. Deren höherer Teil, die obere blaue Serie, könnte S Pflummern abgetragen worden sein, sofern er hier entwickelt war. Heute sind alle Kgr. S Pflummern eingeebnet. Farbdias der obigen Aufschlüsse liegen in der Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol.

5. Haag's „Mindelschotter" am nordöstlichen Tautschbuch

Haag beschreibt (: 91, 116—117) von den Feldern W der Flur „Bei der Ob. Gasse" Schotter „bis zur Höhe von 590 m NN . . . , die vorwiegend aus Quarz und Gneis bestehen. Ihrer hohen Lage nach . . . müßten sie als Mindelschotter angesehen werden". Demnach reichen sie also weiter hinab. Auf eine „hohe Lage" ist vielleicht auch die Einstufung der Moräne S Pflummern in „Riß I" zurückzuführen. Im Bereich des relativ engen Riedlinger Zungenbeckens spricht indes eine hohe Lage für eine junge Ablagerung (abgesehen von den jüngeren Flußterrassen). Denn hier liegen, anders als auf den breiten Schmelzwasserfluren, die alten Ablagerungen der Eiszeit unten und die jungen jeweils darüber (Zöbelein: 292, 297). Das zeigen Schotter und Moränen in den Kgr. Hassenberg und N Unlingen (Kitrag). Solche Lagerungsverhältnisse treten nach Schaefer (1968: 181) allenthalben in Endmoränennähe auf. — Die Moräne der oberen blauen Serie lagert in der ehemals Moll'schen Kgr. bei 568 m auf Weißjura (Zöbelein: 263, 269). Ihre Obergrenze liegt heute bei P 572,0. Ursprünglich reichte sie sicher höher hinauf, da die Kgr. nahe einem Steilhang 64,5 m über der Donau liegt. Die Obergrenze des vermeintlichen Mindelschotters überragt sie also um 18 m. Stellt man dessen nicht genannte Untergrenze und die Abtragung an der Moll'schen Kgr. in Rechnung, dann hat eine Gletscherhöhe, welche die durch Moräne belegte Höhe gering überschritten hat, dazu ausgereicht, diesen „Mindelschotter" abzulagern. Wahrscheinlich gehört das Sediment zur oberen blauen Serie, also zum Jung-Riß.

I. Herkunft eiszeitlich verschleppter Oberer Süßwasser-Molasse

1. Örtliche Herkunft

Mangels Leitgesteinen und Leitfossilien in der OSM des Gletscher-Einzugsgebietes kann nichts über die örtliche Herkunft ihrer verschleppten Gesteine gesagt werden.

Der Gedanke, die nach N zu einfallende Obergrenze des Gletschers mittels seiner Ablagerungen festzulegen und sie auf die darunter liegenden, tieferen Teile der Silvana-Schichten zu beziehen, entfällt. Diese Grenze war nicht hinreichend zu fassen. Die Gletscherhöhe hätte zwar Hinweise darauf geliefert, wie hoch die Silvana-Schichten an den Beckenrändern ausgepflügt wurden. Aber selbst ein gelungener derartiger Versuch hätte außer acht gelassen, daß der Gletscher und seine Schmelzwässer die Hänge auch seitlich unterfräst und damit zum Abrutschen gebracht hatten. Überdies fehlte eine brauchbare Stratigraphie der OSM.

Praktisch kommen daher alle Schichten der OSM, die im Einzugsgebiet des Gletschers anstehen, als Lieferanten von Moränen- und Schottermaterial in Frage. (Daß neben USM auch OSM aus dem südlichen Vorland des Riedlinger Beckens ausgepflügt wurde, zeigte sich in der Kgr. Andelfingen; Zöbelein: 275 bis 276.)

2. Herkunfts-Gebiete

Darauf liefern große örtliche Mergelschollen und Pflanzenkalke in den Moränen einen Hinweis.

Die Moräne in der Kgr. Maueresch, 650 m SW Bechingen, Bl. 7822 Riedlingen, führt 1,7—2,5 m bzw. 5 m über Grubensohle Schollen fossilhaltigen Silvana-Mergels bis zu 6 m Länge und 2,5 m Höhe (Zöbelein: 271—273). Graul hatte (1952: 137) die „Bechinger Endmoräne" als „Blockpackung aus hauptsächlich örtlichem Material" bezeichnet. Da diese Schollen einen längeren Transport nicht überstanden hätten, müssen sie aus dem Riedlinger Becken stammen. Ähnliche Abhobelungen des Untergrundes zeigen sich in der Kgr. der Kitrag N Unlingen in Form von zwei Schubspänen (Zöbelein: 294, Abb. 11, Nr. 3). Mangels Fossilien konnte deren Herkunftsgestein, USM oder OSM, nicht bestimmt werden.

Die Anlieferung von Findlingen hängt eng mit der Ausräumung des Riedlinger Beckens zusammen. Es besteht für uns wie für Engel (: 554) daran „kein Zweifel, daß der Bussen lediglich als vorgeschobener Posten des Teutschbuchs angesehen werden muß". Floß doch die mittelpliozäne Donau noch über Tautschbuch und Emerberg hinweg (vgl. Glökler: 24 ff.). „Am Ende der Molasseablagerungen, etwa an der Wende Miozän/Pliozän, ist das Becken wahrscheinlich bis um 800 m heutiger Höhe (Bussen 766 m) mit Molassesedimente aufgefüllt gewesen" (Schreiner: 78). „Das Einschneiden des Donautals dürfte wohl in der Hauptsache im Mindel-Riß-Interglazial erfolgt sein (s. a. Dehm 1951, S. 273)" (Prinz 1959: 86, 90). Bei Ablagerung des „Weißjura-Schotters" im Liegenden der eiszeitlichen Serien war das Donautal bei Zwiefaltendorf allerdings schon bis auf heutige 533 m ü. NN. eingetieft (Zöbelein: 269, 296—297). Die Mindel-Riß-Grenze „und damit das Interglazial" hatte ich zwischen der unteren blauen und der mittleren (weißen) Serie angenommen, da der letzteren „eine langdauernde Ausräumung der älteren Eiszeit-Sedimente und eine Zertalung des Untergrundes vorangegangen sein dürf-

ten“ (Zöbelein: 298, 297). Bezüglich der Zeit, in welcher das Riedlinger B[illegible] im Pleistozän ausgeräumt wurde, stimme ich also mit Prinz überein. Re[illegible] Silvana-Schichten müssen sich aber im Beckeninneren noch bis zum zweiten G[illegible]schervorstoß erhalten haben. Hauptsächlich aus dem Riedlinger Becken stamm[illegible] auch die Weißjura-Blöcke mit ihrer mäßig kantengerundeten, plattigen Form, die in den Moränen des zweiten Gletschers um Zwiefaltendorf und Grüningen relativ häufig sind. Im Riedlinger Becken steht Weißjura an. Die Frage, ob auch ein Teil der vielen großen Pflanzenkalk-Blöcke aus dem Beckenboden stammt, muß offen bleiben. Die Überprüfung der Schwarz'schen Angaben hat keine sicheren Hinweise auf profiltiefe Pflanzenkalke erbracht.

Somit verbleiben als deren Herkunftsgebiete der Tautschbuch und der Österberg. Vom Ostrand des Beckens, dem Bussen und seinem nördlichen Vorland, können sie nicht kommen, da Pflanzenkalke dort nach derzeitiger Kenntnis nicht entwickelt sind.

3. Zu Schreiner's Bergsturz-(Bergrutsch-)Hypothese

Der Kürze halber ist hier von Bergsturz die Rede. Bergrutsch-Erscheinungen werden eigens erwähnt.

Schreiner beschreibt (: 56, Ziff. 5; 60) aus der Kgr. 0,5 km SE Zwiefaltendorf einen Blockhorizont „ungefähr in der Mitte“ eines Vorstoßschotters. Es handelt sich um die weiße (hier untere) Moräne von Hassenberg bei Zöbelein (: 264e, 297). Moräne läge trotz der Blockgröße mangels gekritzter Geschiebe nicht vor. Den Bussen schließt Schreiner als Liefergebiet aus, da in seiner weiteren Umgebung „Blöcke“ (ab 0,3 m Länge) fehlen. Aus der Verbreitung, Häufigkeit und Größe der Blöcke um die NE-Ecke des Tautschbuchs schließt Schreiner auf einen Bergsturz. Die Abbruchstelle liegt W der großen Donauschleife (Abb. 4), etwa 2—2,5 km SW Zwiefaltendorf bzw. 0,8 km W Zell. Die Abbruchmasse schätzt er auf 500 m Länge, 200 m Breite und 100 m Höhe. Der Autor fand „sehr viele Blöcke $>$ 1 m³“ von Süßwasserkalk donauabwärts bis Obermarchtal und „viele Blöcke, 0,5 bis 1 m³“ bis Munderkingen. Ihre Verbreitung könnte man sich so vorstellen, daß die Bergsturzmasse vielleicht in einen Eisstausee oder zumindest in den Schmelzwasserstrom am Fuße des Tautschbuchs fiel und eine Flutwelle erzeugte.

Gegen diese Vorstellung sprechen folgende Beobachtungen in der Kgr. Hassenberg (Zöbelein: 264—265): Zunächst die weit überwiegend rundliche, andernfalls meist kantengerundete Form selbst der zähen Pflanzenkalk-Blöcke. Bei einem Bergsturz wären sie, wie in den Stbr., nach Schicht und Kluft gebrochen. Heutige Bergstürze fördern eckiges Material zutal. Große Pflanzenkalk-Blöcke, die bei Straßenbauten (s. oben) erschürft wurden und denen Weißjura- oder Alpin-Gestein anhaftete, waren rundlicher; nur mit Tertiär-Gestein bestückte, also abgerutschte, eckiger. Am E-Rand von Pflummern legten Kanalisationsarbeiten nahe dem Talgrund 13 abgerutschte, völlig eckige Pflanzenkalk-Blöcke von über 1 m Länge frei; (größte Maße 300, 170, 80 cm). — Das Fehlen von Kritzern ist kein Indiz gegen Moränennatur (u. a. Krauss: 2), Kritzung (im Zweifelsfall parallele) dagegen ein Beweis dafür. Auf den zähen, buckelig-löcherigen Pflanzenkalken sind Kritzer ganz allgemein selten zu beobachten. Sie kommen indes, selbst parallel, vereinzelt auf solchen der weißen Moräne von Hassenberg vor. Etwas öfter und deutlicher gekritzt sind Blöcke aus Tertiär-Sandstein und Weißjura. Also liegt aus-

gewaschene Endmoräne und kein Vorstoßschotter vor[25]). — Die Blöcke sind in der Moräne von unten bis oben verteilt. Einige der größten steckten nahe der Obergrenze. Die Moräne geht an der SE-Kgr.-Wand mit ihren oberen 2,5 m südwestwärts in Schottermoräne und dann in Grobschotter über. — Ein Eisstausee müßte um Zwiefaltendorf sein relativ schmales N-Ende gehabt haben. Ein Schmelzwasserstrom, der groben Vorstoßschotter transportieren konnte, wäre flach und reißend gewesen. Ablagerungen eines Eisstausees wurden im Bereich der weißen Moräne von Hassenberg nicht beobachtet. Dagegen schalten sich gebänderte Mergel und Sand-Mergel-Lagen im Wechsel zwischen Schotter und Moräne der oberen blauen Serie ein.

Gegen einen Bergsturz spricht ferner das Verhältnis von Höhenlage zu Transportweite der Ausbruchsmasse. Der Sturz endete in Sohlenhöhe der weißen Moräne auf 538,5 m (Zöbelein: 269, Prof. 6a, b); nach Schreiner in deren Mitte, also auf 542 m. Das Weißjura-Dach W der großen Donauschleife liegt tiefer (525 m) bzw. etwas darüber (548 m; diese S. 319). Die bis 1 m langen Weißjura-Blöcke, die den Tertiär-Blöcken in den Kgrn. um Zwiefaltendorf beigemengt sind, stammen daher nicht von diesem Bergsturz. Die Sohle der OSM liegt W der Donauschleife auf 567 bzw. 590 m (Tab. 2, Nr. 12, S. 304). Für das Dach ergeben sich bei 100 m Ausbruchshöhe höchstens 690 m. Das entspricht dem heutigen Ende des Steilhanges. Die mögliche Sturzhöhe der OSM beträgt somit höchstens 50 m (Sohle) bis 150 m (Dach). Die Entfernungen von der Ausbruchsstelle bis zu den Kgr. mit sehr vielen Blöcken $>$ 1 m³ betragen in km (aus Schreiner: 59, Abb. 4): Bechingen, 1,5; SE Zell 2,2; Hassenberg 2,7; Obermarchtal 7,2. Munderkingen mit vielen Blöcken 0,5—1 m³ liegt 11,5 km entfernt. Auf Hassenberg bezogen ergeben sich bei Fallhöhen von 150, 100 und 50 m Neigungen von 5,5, 3,7 und 2 m auf 100 m. Sie reichen für einen Bergrutsch über 2,7 km Strecke nicht aus. Beim Bergsturz in ein Gewässer verpufft die Energie der Höhenlage. Die vielen, teils riesigen Blöcke der Kgr. Hassenberg konnten dabei nicht so weit befördert werden.

Übersteilte Hänge werden durch Bergstürze verflacht. Der Steilhang an der vermeintlichen Ausbruchstelle weist 100 m Höhe (590—690 m) auf 400 m waagrechte Erstreckung auf. Dieses Verhältnis bleibt in der SW-Fortsetzung des Tautschbuch-Hanges zwischen 600 und 700 m Höhe bis zur Pfarrhalde annähernd gleich. Bei der „Sgr." NW Grüningen beträgt es 100 : 450 und am westlichen Andelfinger Berg zwischen Scheibenbühl und Täschle 100 : 480. Die hypothetische Ausbruchstelle des Bergsturzes ist also nicht durch besondere Steilheit ausgezeichnet.

Heinzelmann & Wenk haben (1948) längs des ganzen Tautschbuch-S- und E-Hanges Rutschungen eingezeichnet. Die neuen Straßenaufschlüsse haben solche bestätigt. Wenn die Hänge trotzdem steiler als andere Molasse-Hänge des oberschwäbischen Donaugebietes sind (Glökler: 22; Schreiner: 58), so haben das wohl Kalksteinlagen in und auf der OSM bewirkt. Der Fuß des „Eisbrechers" Bussen ist flacher und erst seine von Gletschereis freigebliebene Kalksteinplatte und deren Unterlage sind steil. Ebenso steigt der Tautschbuch-E-Hang erst über der mutmaßlichen Gletscherobergrenze (Tab. 2, Nr. 9—13), zwischen 600 und 700 m ü. NN.

[25]) Der Begriff „Schotter" ist mit dem Begriff „Geröll" verknüpft und setzt den Transport von Steinen durch bewegtes Wasser voraus. Das ist bei Blöcken dieser Größe (bis über 20 m³) ausgeschlossen.

steiler an. An der hypothetischen Ausbruchsstelle des Bergsturzes mag [illegible] jura-Sockel zusätzlich als Stütze gedient haben, da die untere Hanghälfte steiler als die obere ist.

J. Zusammenfassung

Den Anstoß zu diesen Untersuchungen gab die Frage, woher die schneckenführenden Findlinge der Silvana-Schichten in den Kiesgruben um Zwiefaltendorf kommen. Zwecks einer besseren Überschau über die faunistischen und petrographisch-stratigraphischen Gegebenheiten wurde die nördliche Nachbarschaft des Riedlinger Beckens in die Betrachtungen einbezogen. In fünf Tabellen und einer Tafel ist eine Fülle von Daten erfaßt, auf die Bezug genommen wird. Sie sind im Inhaltsverzeichnis bei den einschlägigen Kapiteln aufgeführt.

Eine faunistische Gliederung der oberen Süßwasser-Molasse (OSM) dieses erweiterten Gebietes ist mit den dort bekannten Landschneckenfunden nicht durchzuführen; (Fundschichten und wichtigste Arten siehe Taf. 1). In profilhöheren Teilen des Landgerichts kommt die „sarmatische" *Cepaea sylvestrina* vor, allerdings zusammen mit der „tortonen" *C. silvana,* die auch noch profilhöher auftritt. Am Bussen sind der rund 165 m mächtigen OSM „Erolzheimer Sande" eingelagert, die in den Grenzbereich Torton/Sarmat gestellt werden. Daher ist neben den „Silvana-Schichten (Torton)" möglicherweise Sarmat am Aufbau der Schichtfolge beteiligt. Demgemäß wird in diesem Beitrag von OSM gesprochen.

Was die Fossilien der einzelnen Schichten betrifft, so sind die Flammenmergel der Wenz'schen Unteren Silvana-Schichten auf Albnähe beschränkt. Sie spielen also für die Herkunftsfrage verschleppter Schichten keine Rolle. Ihre bezeichnende Art, *Cepaea dentula,* ist eine Häufigkeitsform, da sie auch aus dem Oberhelvet, Sarmat und Pliozän genannt wird. Die zweite Art der Unteren Silvana-Schichten, *C. eversa larteti* sowie die aus den Mittleren Silvana-Schichten angeführten *C. silvana* und *Tropidomphalus incrassatus* kommen auch bis in die hohen, womöglich sarmatischen Schichten unserer Profile vor. Zwei der drei Charakterformen der Oberen Silvana-Schichten, der Malleolata-Schichten von Altheim bei Ehingen, sind nicht auf diese beschränkt: *Klikia osculina* und *Tropidomphalus incrassatus sparsistictus.* Die Eigenständigkeit der Malleolata-Schichten wird dadurch in Frage gestellt, zumal *sparsistictus* als Unterart entfällt. — Aus der Unteren Süßwasser-Molasse am Emerberg nennt Wenz *Ferussina tricarinata.* Ihre Fundschicht ist in das Jung-Chatt zu stellen.

Bei der Entstehung der Süßwasserkalke der OSM spielen Blau-Grünalgen, Cyanophyceen, eine bedeutende Rolle. Diese „Pflanzenkalke" bestehen selten aus versteinerten Pflanzenstengeln, sondern zumeist aus Algenkalk-Hülsen. Das Röhricht diente den Kalkalgen als Substrat. Auch die sogenannten „Schlammkugeln" und „Schlammwalzen" sind Kalkalgen-Bildungen. Füchtbauer konnte in derlei Kalken unseres Gebietes Kalkalgen-Reste nachweisen.

Über die petrographische Gliederung der OSM des betrachteten Bereiches gehen die Meinungen der Verf.-Gruppen auseinander. Eine Gegenüberstellung aller bisher veröffentlichten Profile in Säulenform (Tafel 1) und ihr Studium erbrachten eine Reihe von Teilergebnissen, aber keine Gesamtgliederung. Schad's angeblich nachgewiesene Dreiteilung der OSM am Tautschbuch-Emerberg

ist nicht belegt. SCHWARZ's Dreiteilung ist ebenso wie seine faunistische Aussage oft widersprüchlich und unzutreffend. HEINZELMANN unterteilt die OSM auf Bl. Riedlingen zwar detailliert, grenzt aber nur örtlich ab. PRINZ kann SCHAD's Vierteilung der OSM am Landgericht nicht bestätigen, damit auch nicht dessen Dreiteilung am Tautschbuch-Emerberg und unausgesprochen auch nicht jene von SCHWARZ im gleichen Gebiet. PRINZ und HAAG verfolgen Mergel- und Sand-Tonmergel-Horizonte in ihren Untersuchungsbereichen durch, wie Tafel 1 wiedergibt. Einheitliche Züge in den Liegend- und Hangendschichten sind nicht zu erkennen. Daneben führt HAAG auf seiner Karte (MS.) eine Zweiteilung der OSM durch. Er scheidet durch Schraffur ein unteres, vorwiegend tonig-mergeliges und ein oberes, vorwiegend kalkiges Paket aus. Im Begleittext geht er darauf nicht ein. Da diese Zweiteilung aber auf Beobachtungen beruhen muß und sie am Südhang des Tautschbuchs nördlich Langenenslingen eher zutrifft als SCHWARZ' Dreiteilung, wird sie hier erörtert.

Die stratigraphische Stellung der Pflanzenkalke von Gauingen und Sonderbuch am Nordrand des Tautschbuchs entspricht jener des unteren Pflanzenkalks nördlich Langenenslingen am Tautschbuch-Südhang. Ein Schichtstoß von 60—70 m Dicke, der diesen Pflanzenkalk überlagert, also die halbe OSM-Mächtigkeit, ist in Gauingen-Sonderbuch abgetragen worden. Die Pflanzenkalk-Pakete nördlich Langenenslingen liegen im mittleren und oberen Drittel der OSM. Der Pflanzenkalk des Österbergs läßt sich darauf beziehen. Anscheinend sind diese Pflanzenkalke in Zeiten verstärkter Zufuhr kalkhaltiger Gewässer von der Alb und in Albnähe entstanden. Vom Ostrand des Riedlinger Beckens sind sie nicht bekannt. Die Kalkzufuhr mag das Wachstum der Kalkalgen begünstigt haben.

Eine fluviatile Phase in der OSM und ein entsprechendes Gefälle bezeugen 10 m gut geschichteter Grus mit faust- bis zweifaustgroßen Geröllen, die in der Sandgrube am Tautschbuch-Ostrand nordwestlich Grüningen abgebaut werden. Die Sgr.-Sohle liegt profilmäßig in Höhe der Mergelkalke des oberen Pflanzenkalk-Steinbruchs N Langenenslingen.

A. SAUER hat eine beträchtliche Tektonik zwischen dem Bussen, dem Hungerberg und dem Österberg angenommen und KRAUSS sie zwischen den ersteren erwogen. Sie gründet sich auf die verschieden hohe Lage des „oberen Süßwasserkalkes". Die Kalke auf dem Bussen und dem Österberg sind indes petrographisch verschieden. Sie und jene des Hungerbergs entsprechen einander auch stratigraphisch nicht, wie der Bezug auf die Grenze Süß-Brackwasser-Molasse (SBM)/OSM erweist. Das Ausmaß von Erdkrustenbewegungen wird stark eingeschränkt. — Die Vorkommen von Süßwasserkalk südöstlich Reutlingendorf liegen hauptsächlich zwischen 634 und 644 m Höhe. Sie haben die Bausteine für die Klosteranlage Obermarchtal geliefert. Die gleichhohe Kalkstein-Überstreuung am Nordhang des Bussen dürfte auf diesen Horizont zurückgehen.

Eiszeitliche Ablagerungen im Riedlinger Becken und an seiner Umrandung unterlagen während und nach der Eiszeit einer starken Ausräumung. Heutige Gletscherspuren liegen teils erheblich tiefer als die Gletscher-Oberflächen. Die Abtrennung des Österbergs vom Tautschbuch kann durch Gletschereinwirkung erfolgt sein. Die Gletscher-Oberfläche lag wahrscheinlich höher als der heutige Österberg-Gipfel. Da er gegenüber dem Tautschbuch aber um etwa 50 m erniedrigt wurde, ist fraglich, ob ihn der Gletscher damals überströmt hat. —

Die hochgelegene „Riß I-Endmoräne" südlich Pflummern entspricht d[er] mittleren (weißen) Serie der eiszeitlichen Schichtfolge, dem Alt-Riß. Zur [...] Serie gehört die Moräne am Tautschbuch-Südhang nördlich Langenenslinge[n] dort bis 660 m ü. NN. hinaufreicht. HAAG's hochgelegene „Mindelschotte[r] an der Nordost-Ecke des Tautschbuchs dürften Reste der oberen blauen Serie, Jung-Riß, sein. Am Riedlinger Zungenbecken spricht hohe Lage eiszeitlicher Sedimente für ein junges Alter.

Die eiszeitlich verschleppte OSM der Kiesgruben um Zwiefaltendorf kann mangels Leitfossilien und Leitgesteinen nicht auf bestimmte Schichten oder gar Örtlichkeiten des Anstehenden zurückgeführt werden. Die Schnecken aus den dortigen Findlingen bleiben also Findelkinder. Der Gletscher hat alle in seinem Einzugsgebiet anstehenden Gesteine erfaßt, sie entweder direkt ausgepflügt oder sie unterfräst und das Hangrutschmaterial dann transportiert. — Herkunfts-Gebiete: Die großen Schollen von Mergeln der Silvana-Schichten in der Kiesgrube Maueresch/Bechingen stammen aus dem Untergrund des Riedlinger Beckens, desgleichen zumeist die Weißjura-Blöcke der mittleren Serie. Ob auch ein Teil der Pflanzenkalk-Blöcke aus dem Beckeninneren kommt, ist ungewiß. Am Ostrand des Beckens sind Pflanzenkalke nicht (mehr) entwickelt. So verbleiben Tautschbuch und Österberg als ihre Lieferanten. In diesem Zusammenhang wird die Entstehung und Ausräumung des Riedlinger Beckens erörtert. Eine starke Ausräumung nehmen PRINZ und ZÖBELEIN im Mindel-Riß-Interglazial an.

SCHREINER's Bergsturz-(Bergrutsch-)Hypothese vereinbart sich nicht mit Beobachtungen in der Kiesgrube Hassenberg und mit dem Verhältnis von Höhenlage zu Transportweite der Ausbruchsmasse. An der vermeintlichen Ausbruchstelle, der Nordost-Ecke des Tautschbuchs, ist der Hang insgesamt nicht steiler als seine Fortsetzung nach Südwesten. Der etwas steilere untere Hangteil westlich der großen Donauschleife mag durch den stützenden Weißjura-Sockel bedingt sein. Die größere Steilheit des Tautschbuchs im Vergleich zu benachbarten Molassehängen wurde wohl durch ein- und aufgelagerte Bänke von Süßwasserkalk bewirkt, die an die Albnähe gebunden sind. Denn über der vermutlichen Gletscher-Obergrenze sind der Tautschbuch-E-Hang und der Bussen steiler als darunter. Die tieferen Hangteile sind mergeliger und rutschen leichter ab.

K. Berichtigungen zu Zöbelein (1973)

S. 260, b) 1. Zeile: Richtig ist *Lithacoceras* statt *Zithacoceras*.
S. 260, b) 7. Zeile: (LESKE) statt DESMOULINS.
S. 260, 3. Zeile von unten: (ROEMER) statt ROEMER.
S. 271, 1. Zeile: (diese S. 256) statt (S. 256).
Tab. 1 nach S. 280, Nr. 13, 5. Zeile: Bagger-gut statt Bagger gut.
S. 288, Sonstige Bemerkungen . . . , 1. Zeile: Entnahme-Kgrn. statt Entnahme-Höhen.

Zum unteren Schotter in der Kiesgrube Hassenberg

Ich hatte (1973) den schlecht aufgeschlossenen Schotter unter der weißen Moräne (also unter der Kgr.-Sohle) von Hassenberg (: 265 f; Tab. 1, A 6) für denjenigen der unteren blauen Serie gehalten (: 290, 296, 297, Abb. 9). Denn in den

Fraktionen I—III führte er, verglichen mit dem weißen Schotter des Datthausener Übergangskegels (Tab. 1, A 15), relativ viel Alpines. Die hohen Anteile an Weißjura und Tertiär in den gröberen Fraktionen erschienen zweifelhaft („?"), da das Analysen-Material aus einem Probeschurf stammt. Der ähnlich zusammengesetzte Schotter der Kgr. S Pflummern (: 324^{24}), der ebenfalls unter weißer Moräne liegt, veranlaßt nun eine andere Zuordnung. Ich halte den unteren Schotter von Hassenberg für den Vorstoßschotter des zweiten Gletschers. Dieser Schotter und die ihn überlagernde Moräne bilden die mittlere („weiße") Serie, die von der oberen blauen Serie überlagert wird. Die untere blaue Serie ist in Hassenberg nicht aufgeschlossen oder fehlt. Dagegen steht sie in der Kgr. der KITRAG N Unlingen an (1973: 294, 302). Deren Schotter ist viel stärker alpin als der untere von Hassenberg. Anscheinend wirkt in letzterem in den gesamten Fraktionen noch die Ausräumung der unteren blauen Serie nach. An der Gesamtgliederung der eiszeitlichen Schichtfolge (1973: 297) ändert sich durch diese Umstellung nichts.

L. Schriftenverzeichnis

ANDRES, G. (1951): Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten-Gaimersheim-Nettstetten nördlich von Ingolstadt. — Geologica Bavarica, **7**: 1—57, 8 Abb., 4 Taf., 1 geol. K. 1 : 25 000; München.

BERZ, K. C. (1915): Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **71**: 276—343, Taf. 10—11; Stuttgart.

DEHM, R. (1951): Mitteldiluviale Kalktuffe und ihre Molluskenfauna bei Schmiechen nahe Blaubeuren (Schwäb. Alb). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **93**: 247—276; Stuttgart.

ENGEL, Th. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg etc., 3. Aufl., hsgg. unter Mitwkg. v. E. SCHÜTZE. 645 S., 261 Abb., 6 Taf., 5 geol. Landsch.-Bilder, 5 Prof.-Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

FRAAS, O. (1888): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Riedlingen [Nr. 40]. 9 S.; Stuttgart (k. statist. Landesamt).

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. In: ENGELHARDT, W. v., FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., Sedimentpetrologie, Teil II. 726 S., 326 Abb., 66 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

GALL, H. (1969): Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Diss. Univ. München, 156 + 10 S., 17 Abb., 1 geol. K. 1:25 000; München.

GALL, H. (1972): Die obermiozäne Fossillagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 3—32, 3 Abb., 1 Tab.; München.

GERMAN, R. (1968): Erläuterungen zur Fahrstrecke für die Vorexkursion zur Heuneburg. — MS. DEUQUA-Tagung Aug. 1968 in Biberach a. d. Riß.

GLÖKLER, K. (1963): Die Molasse-Schichtstufen der mittleren Alb. — Tübinger geogr. Studien, **9**: 71 S., 12 Abb., 1 morph. Skizze, 1 Prof.-Taf.; Tübingen.

GRAUL, H. (1952): Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 133—146, 4 Abb.; Öhringen/Württ.

GUGENHAN, F. (1903): Zur Thalgeschichte der oberen Donau. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **59**: 239—254, 8 Abb.; Stuttgart.

GWINNER, M. P.; MAUS, H. J.; PRINZ, H.; SCHREINER, A. & WERNER, J. (1974): Erläuterungen zu Blatt 7723 Munderkingen der geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. — 107 S., 8 Abb., 4 Taf.; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württ.).

Haag, H. W. (1960): Die Geologie des Blattes Zwiefalten (Nr. 7722) 1: 25 00[illegible] graphie und Tektonik der Zwiefalter Alb). — Arb. geol.-paläont. Inst. TH. [illegible] N. F. **28:** 121 S., 6 Abb., 2 Taf.; Stuttgart. [Geol. Karte als MS. im Inst. Paläont. TU. Stuttgart.]

Heinzelmann, K. (1948): Geologische Karten 1: 25 000 Nr. 7823 Uttenweiler (1948 a) 7822 Riedlingen (1948 b) siehe Heinzelmann & Wenk. — MS. Originale im Inst. Geol. Paläont. Univ. Tübingen; Kopien im Inst. Geol. Paläont. TU. Stuttgart und im Geol. Landesamt Baden-Württ., Freiburg i. Br.

Heinzelmann, K. & Wenk, F. (1948): Geologische Karte 1 : 25 000 Nr. 7822 Riedlingen (1948 b). (Pleistozän von Wenk); [wie vorstehend].

Jooss, C. H. (1923): Die Schneckenfauna der süddeutsch-schweizerischen Helicidenmergel und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der letzteren. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **49:** 185—210, Taf. 11; Stuttgart.

Kiderlen, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **66,** Abt. B: 215—384, 10 Abb., Taf. 20—21, 5 Textbeil.; Stuttgart.

Klein, A. v. (1853): 3. Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **9:** 203—223, Taf. 9; Stuttgart.

Krauss, K. (1930): Untersuchungen im Grenzgebiet und dem Vorland der größten Gletschervorstöße zwischen Biberach a. Riß und dem Bussen. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **86:** 1—33, 1 Abb.; Stuttgart.

Lemcke, K., Engelhardt, W. v., Füchtbauer, H. u. a. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. geol. Jb., **11:** VIII+110+A 64 S., 31 Abb., 9 Taf., 72 Tab.; Hannover.

Lemcke, K. & Graul, H. (1955): Exkursion in die Molasse und das Quartär zwischen Ulm und Isny. — Z. dt. geol. Ges., **105** (1953): 534—543, 2 Abb.; Hannover.

Mayr, H. & Fahlbusch, V. (1975): Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15:** 91—111, Taf. 6—9; München.

Münzing, K. (1968): Das Tertiär am Bussen (Nördliches Oberschwaben). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **10:** 121—132; Freiburg i. Br.

Pia, J. (1933): Die rezenten Kalksteine. — Z. Kristallogr., Mineral. & Petrogr., Abt. B; Miner. petrogr. Mitt., N. F., Erg.-Bd., 420 S., 4 Taf., 22 Abb., 1 Tab.; Leipzig.

Prinz, H. (1959): Die Geologie des unteren Großen Lautertales und des angrenzenden Donaugebietes. Blatt Munderkingen (Nr. 7723) 1 : 25 000. — Arb. geol.-paläont. Inst. TH. Stuttgart, N. F. **19:** 105 S., 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

Prinz, H. (1974): Blatt 7723 Munderkingen der geologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, 1959. Nachbegehungen mit A. Schreiner 1971. Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württ.).

Prinz, H. (1974): siehe Gwinner & a. (1974).

Rutte, E. (1954): Eine Klassifikation der karbonatischen Süßwassergesteine mit Beispielen aus Südwestdeutschland. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **100:** 208—246, 33 Abb. i. Text u. auf Taf. 14—18; Stuttgart.

Sandberger, F. (1870—1875): Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. — 1000 S., 36 Taf., 1 Tab.; Wiesbaden (C. W. Kreidel).

Sauer, A. (1923): Die geologischen Verhältnisse. In: Beschreibung des Oberamtes Riedlingen. — 2. Aufl.: 4—19; Stuttgart (W. Kohlhammer).

Schad, J. (1908): Beitrag zur Kenntnis des Tertiärs am Landgericht und Hochsträß. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **64:** 249—304, 2 Abb., Taf. 2; Stuttgart.

Schad, J. (1911): Beitrag zur Kenntnis des Rheingletschers und der Talgeschichte der Donau von Sigmaringen bis Ulm. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **1:** 72—91, 6 Abb., 1 Kartensk.; Stuttgart.

Schaefer, I. (1968): Münchener Ebene und Isartal. — Mitt. geogr. Ges. München, **53**: 175—203, 7 Abb.; München.

Schlickum, W. R. (1974): Der Aussüßungs- und Verlandungsvorgang im Bereich der Oberen Brackwassermolasse Süddeutschlands. — Senckenbergiana lethaea, **54**: 521—526; Frankfurt a. M.

Schlickum, W. R. (1976): Die in der pleistozänen Gemeindekiesgrube von Zwiefaltendorf a. d. Donau abgelagerte Molluskenfauna der Silvanaschichten. — Arch. Moll., **107**: 1—31, Taf. 1—5; Frankfurt a. M.

Schreiner, A. (1974): siehe Gwinner & a. (1974).

Schwarz, F. (1913): Beschreibung des Tertiärs im Tautschbuch-Emerberggebiet. — Diss. Univ. Tübingen, 55 S., Tübingen.

Seeemann, R. (1930): Stratigraphische und allgemein-geologische Probleme im Obermiocän Südwest-Deutschlands. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **63**, Abt. B: 63—122, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Speck, J. (1949): Blaualgenknollen im subalpinen Aquitanien am Zuger See. — Ecolog. geol. Helv., **42**: 1—11, Taf. 1—4; Lausanne.

Straub, E. W. (1952): Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. Donau. — Geol. Jb., **66**: 433—524, 24 Abb., Taf. 4, 3 Texttaf.; Hannover.

Wenk, F. (1948): siehe Heinzelmann, K. & Wenk, F. (1948 b).

Wenz, W. (1920): Über das Vorkommen von *Cepaea eversa larteti* (Boissy) in den schwäbischen Silvanaschichten und seine Bedeutung für deren Gliederung. — Senckenbergiana, **2**: 151—158, 9 Abb.; Frankfurt a. M.

Wenz, W. (1921): Zur Frage der Altersstellung des schwäbischen Tertiärs. — Cbl. Mineral. etc., **1921**: 559—563; Stuttgart.

Wenz, W. (1923—1930): Gastropoda extramarina tertiaria. In: Fossilium Catalogus, I, Animalia. 3387 S.; Berlin (W. Junk).

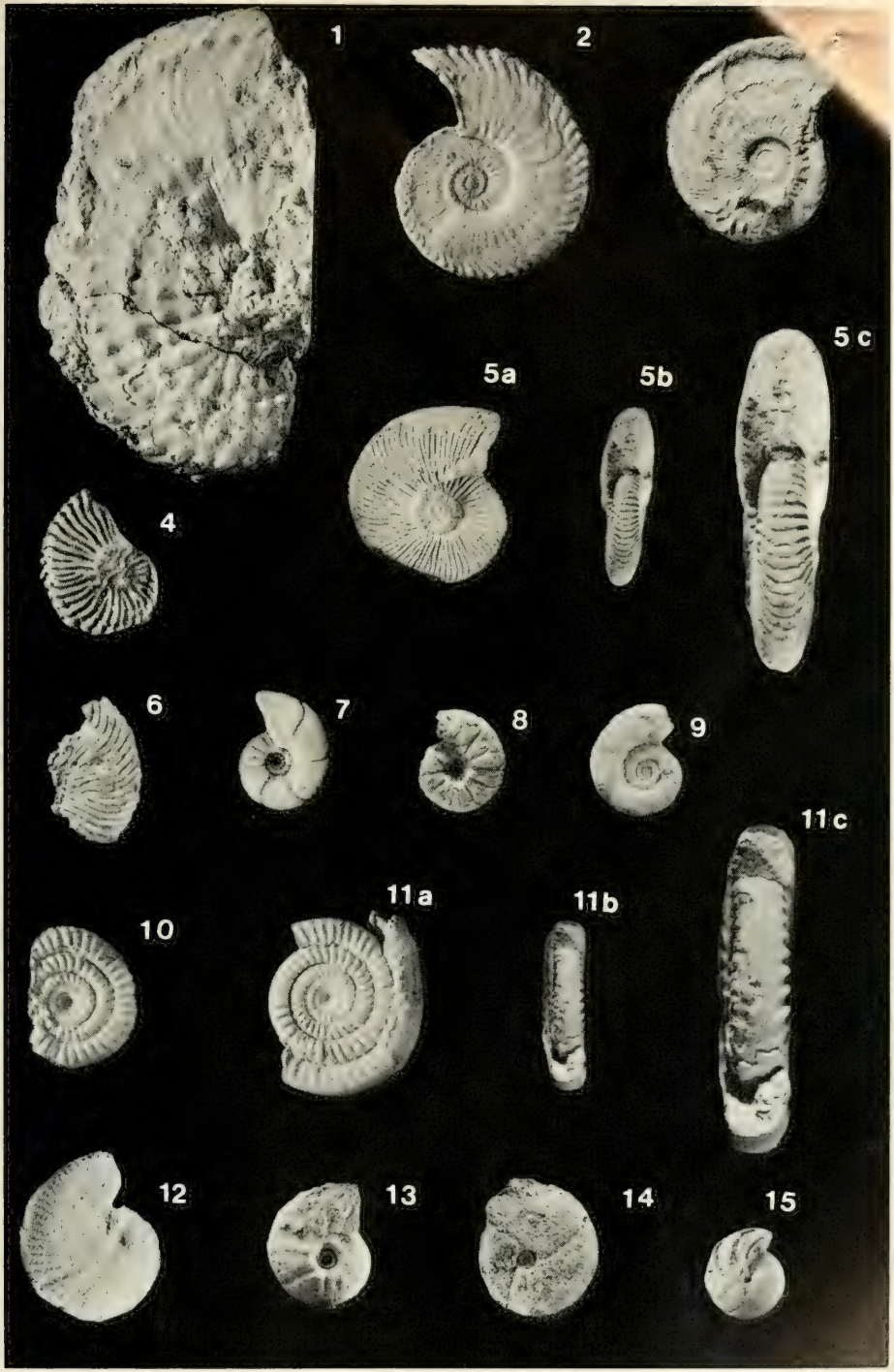
Wenz, W. (1924): Die Flammenmergel der Silvanaschichten und ihre Fauna. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **13**: 181—186, 3 Abb.; Stuttgart.

Zöbelein, H. K. (1952): Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. — Erdöl & Kohle, **5**: 617—622; Hamburg.

Zöbelein, H. K. (1973): Über das Pleistozän um Zwiefaltendorf an der Donau (Baden-Württemberg). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **15**: 251—302, 11 Abb., 5 Tab.; Freiburg i. Br.

Anhang

Tafel 1 bis 19

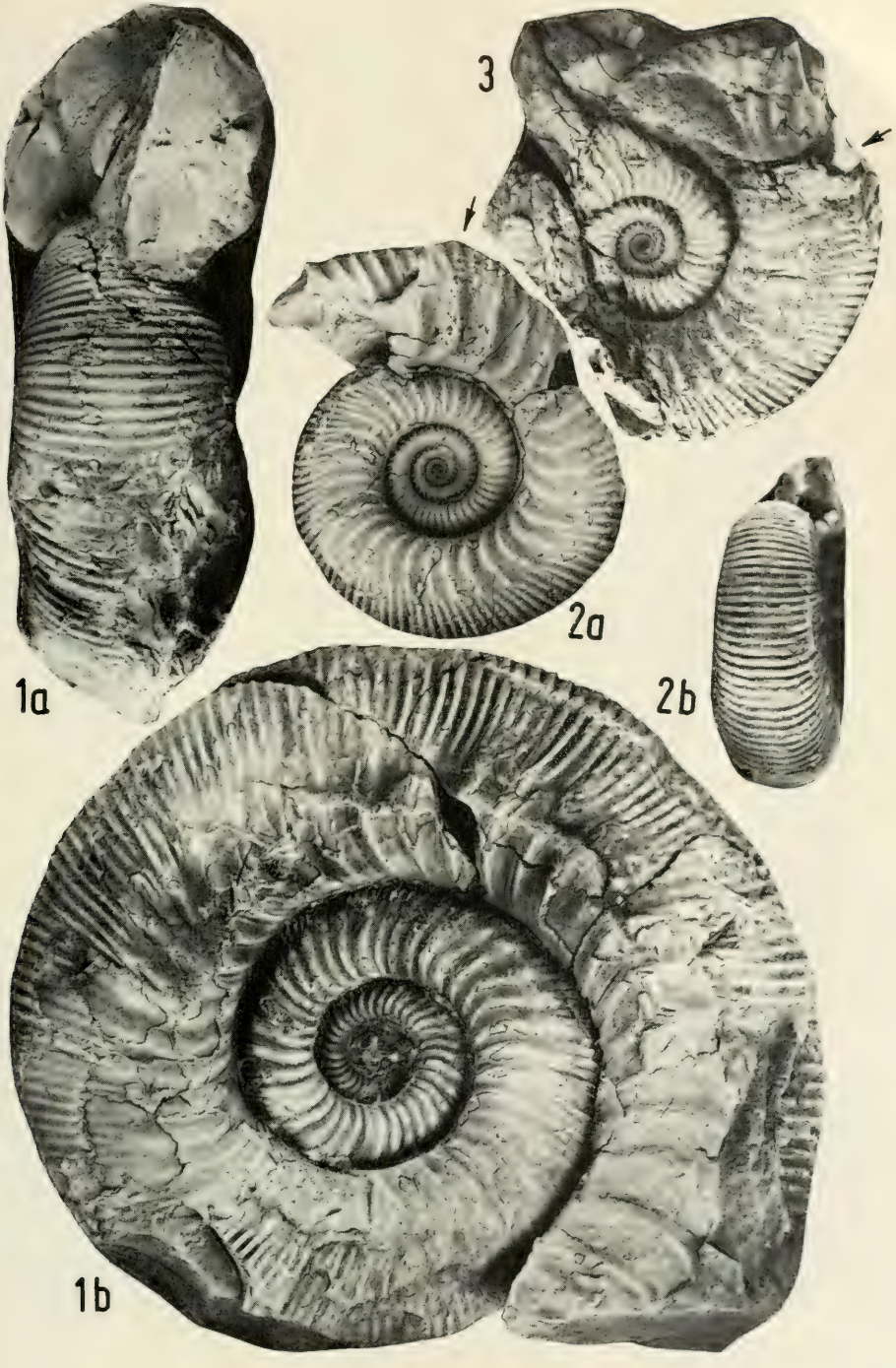


URLICHS, M.: Pachycardientuffe und Untere Cassianer Schichten

Tafel 1

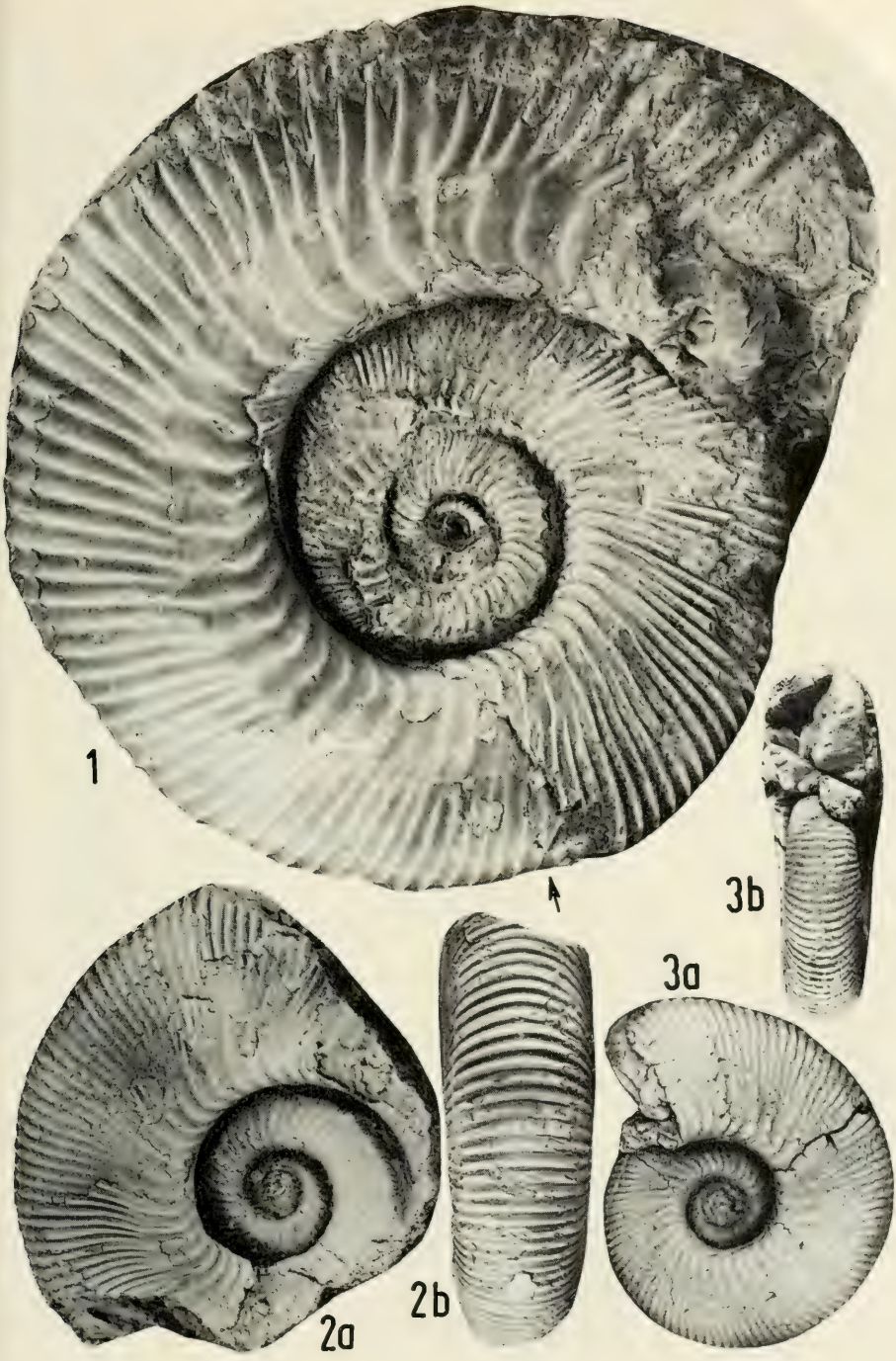
Hillebrandt, A. v.: Ammoniten aus dem Bajocien von Chile

Tafel 2



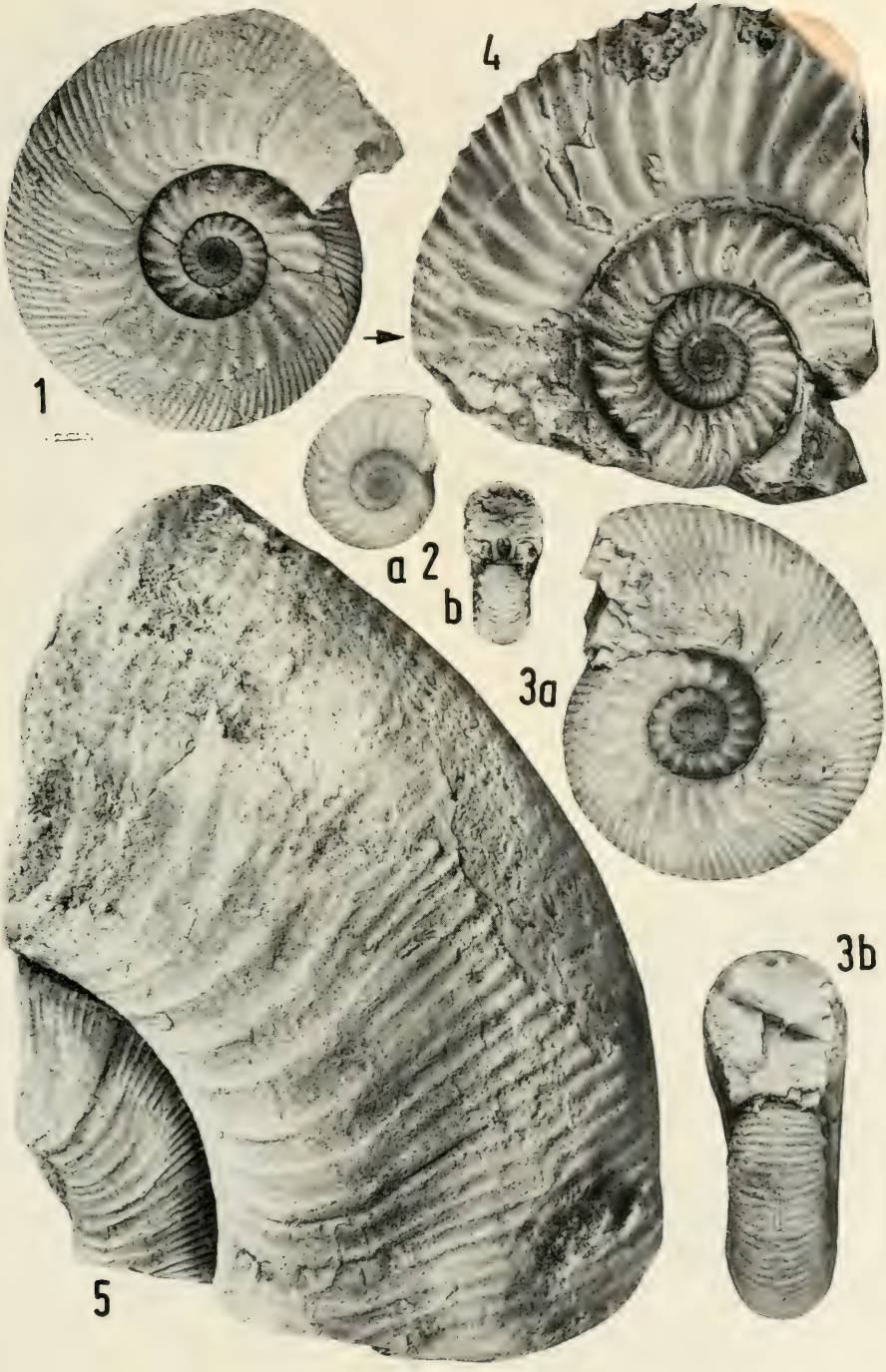
HILLEBRANDT, A. v.: Ammoniten aus dem Bajocien von Chile

Tafel 3



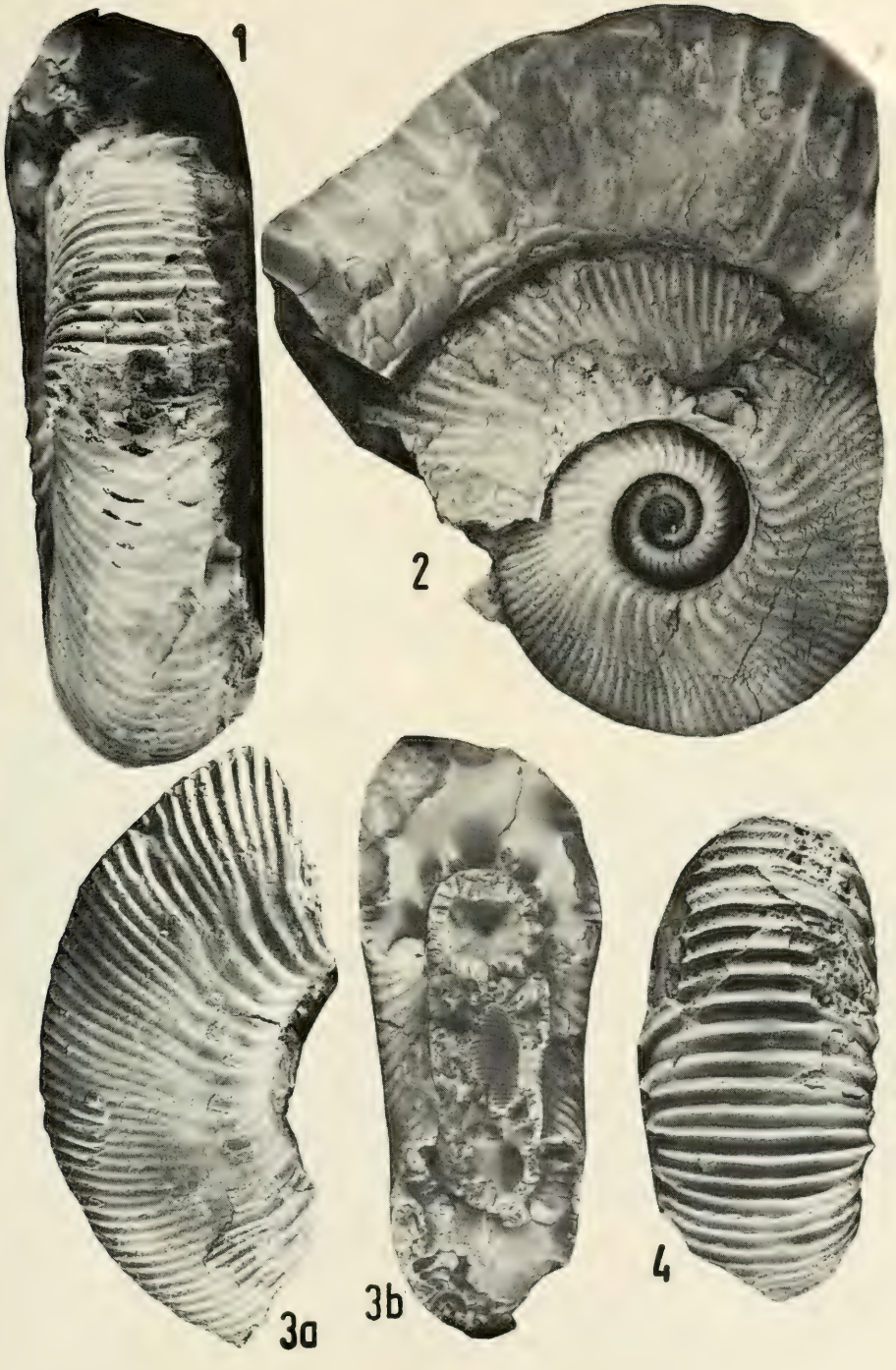
HILLEBRANDT, A. v.: Ammoniten aus dem Bajocien von Chile

Tafel 4



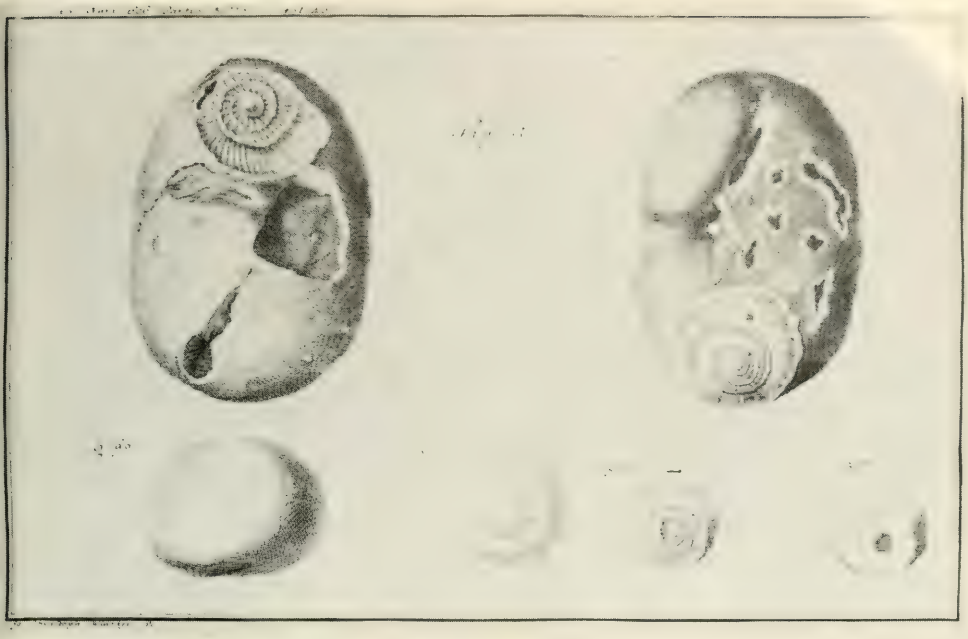
Hillebrandt, A. v.: Ammoniten aus dem Bajocien von Chile

Tafel 5



HILLEBRANDT, A. v.: Ammoniten aus dem Bajocien von Chile

Tafel 6



1

2

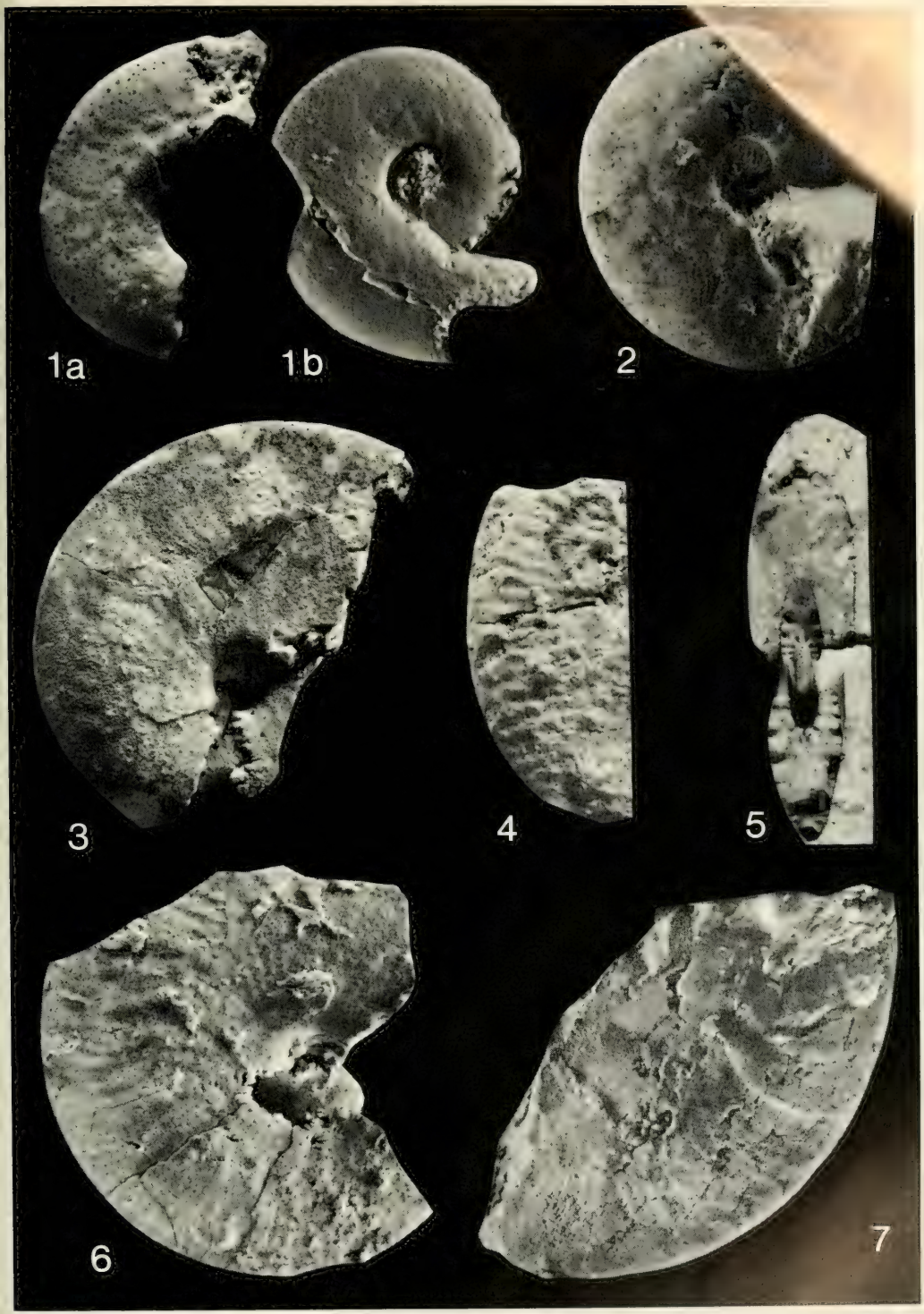
3

1

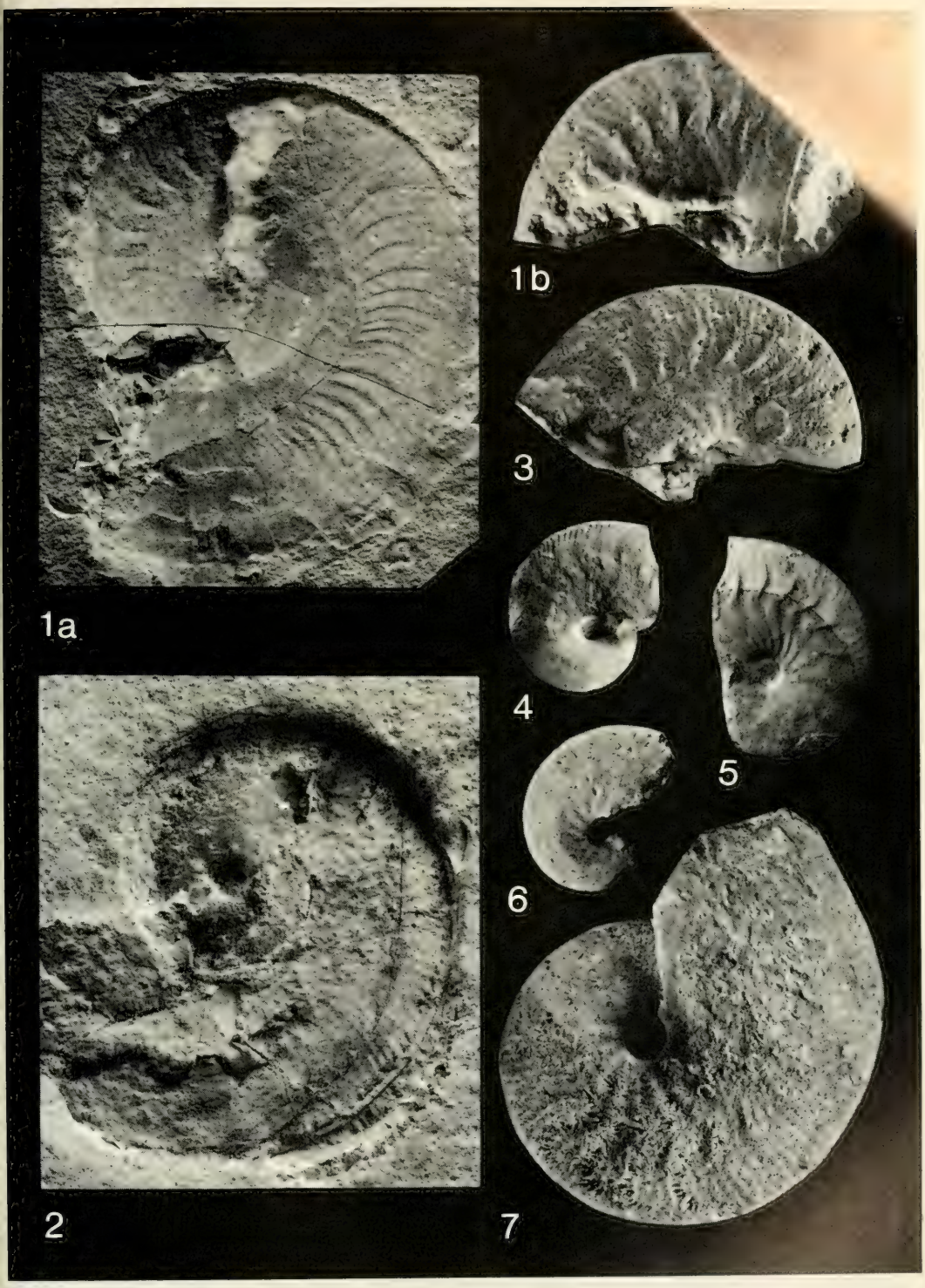
2

3b

3a

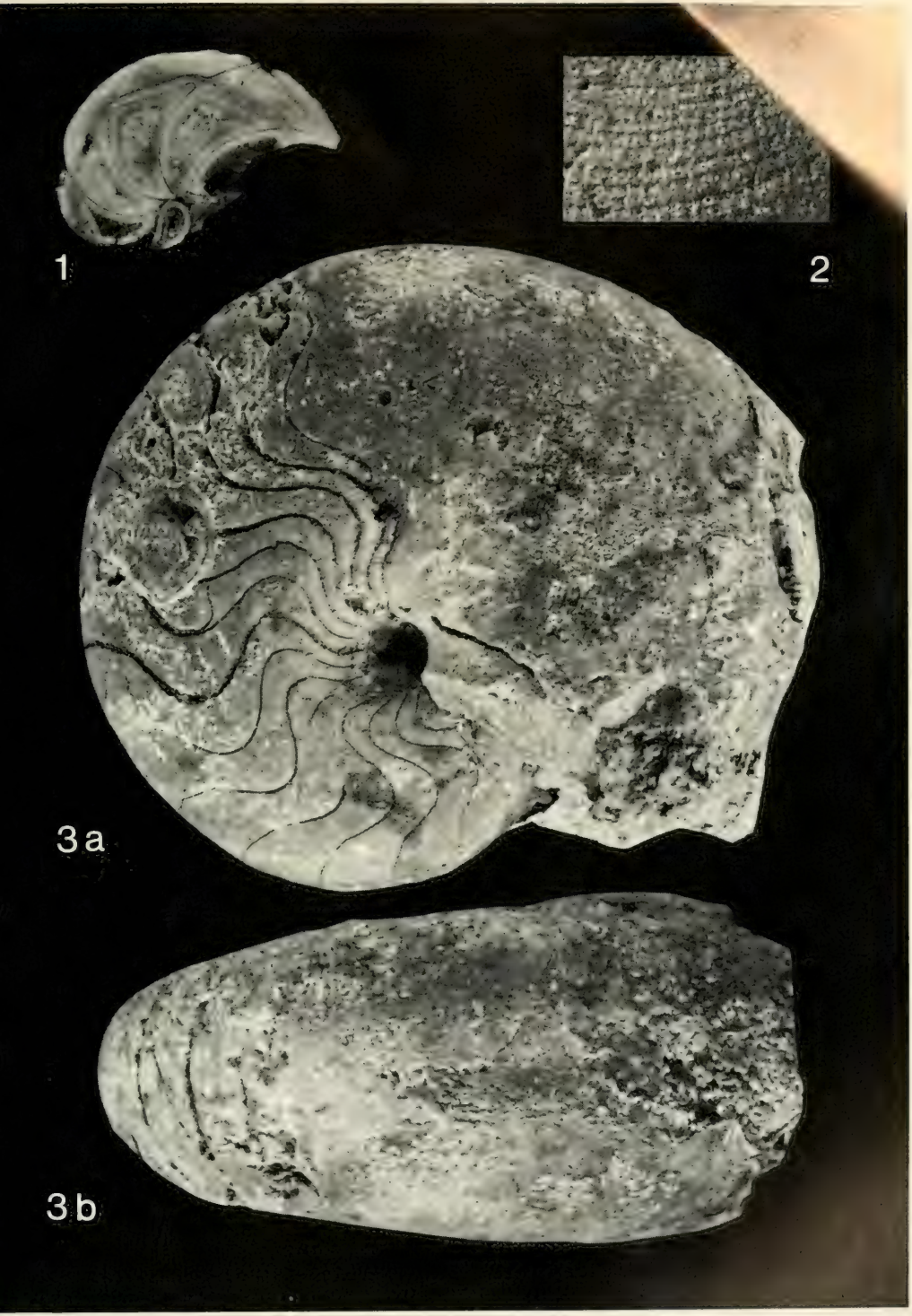


Barthel, K. W. & G. Schairer: Cephalopoden von Laisacker. II.

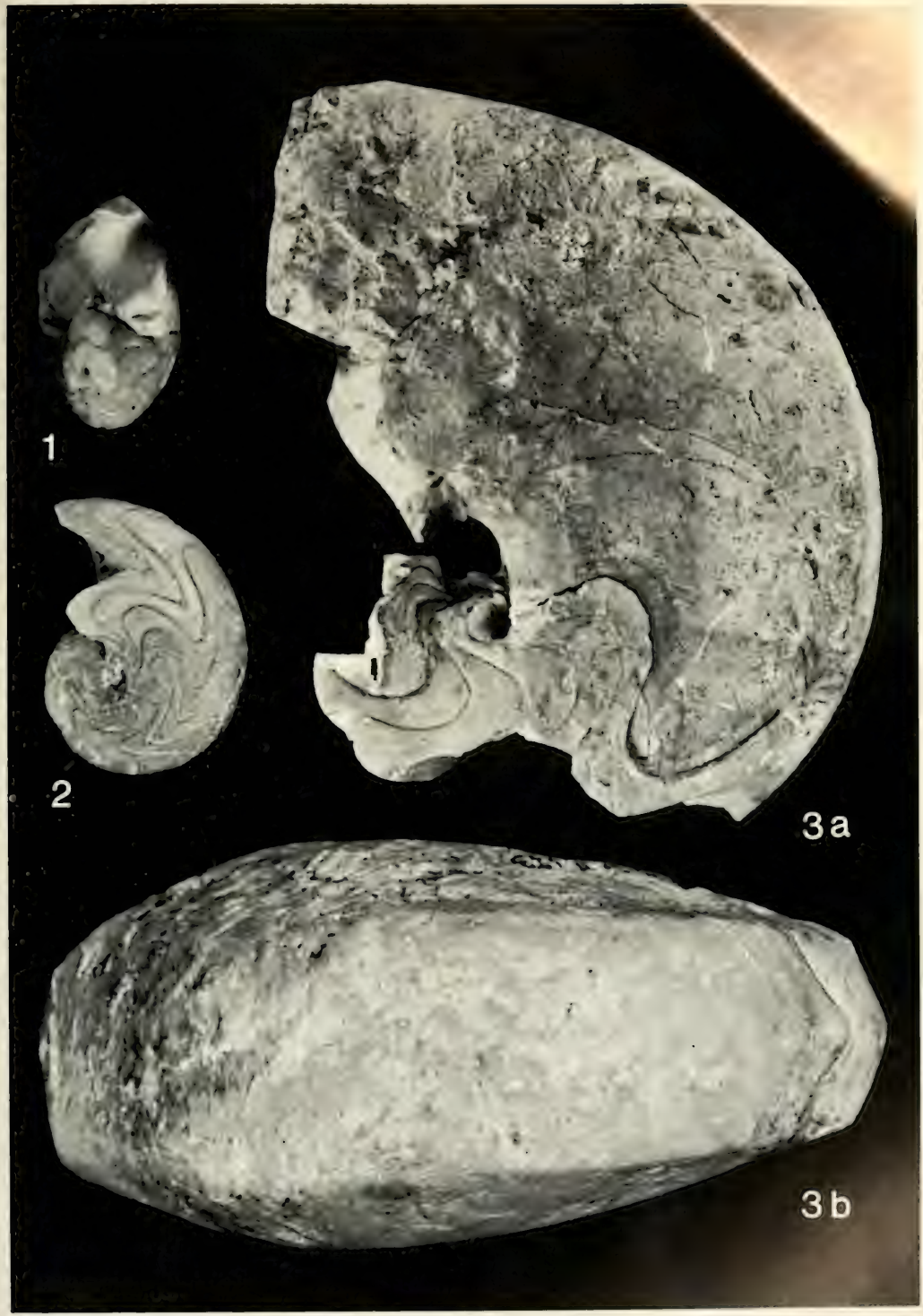


Barthel, K. W. & G. Schairer: Cephalopoden von Laisacker. II.

Tafel 10

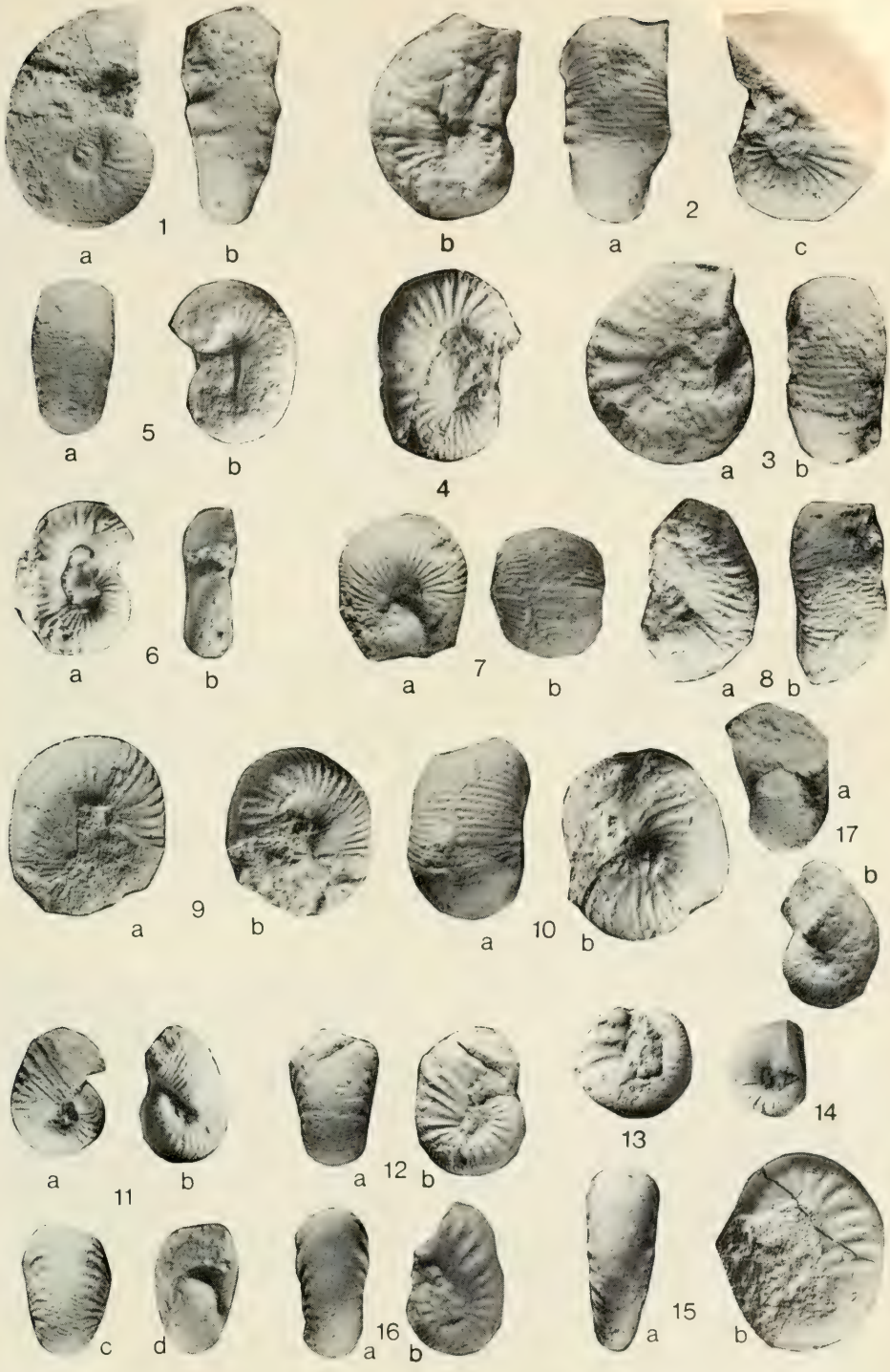


Schairer, G. & K. W. Barthel: Cephalopoden von Laisacker. III. Tafel 11



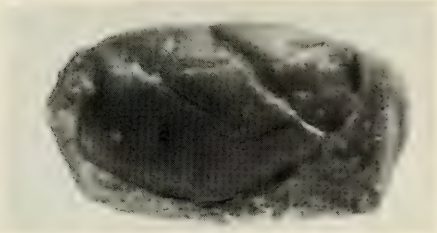
Schairer, G. & K. W. Barthel: Cephalopoden von Laisacker. III.

Tafel 12

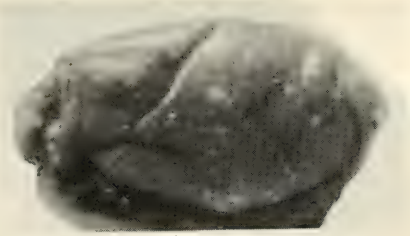


Seyed-Emami, K.: Scaphiten aus der Umgebung von Esfahan

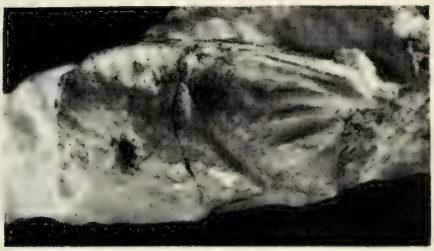
Tafel 13



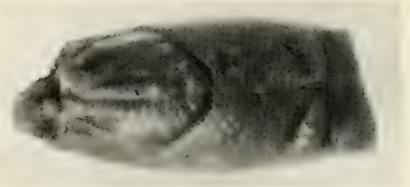
1



2

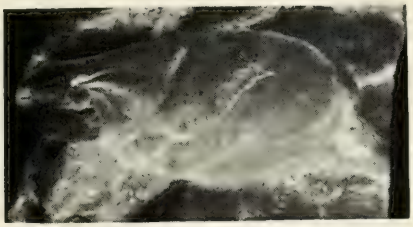


4

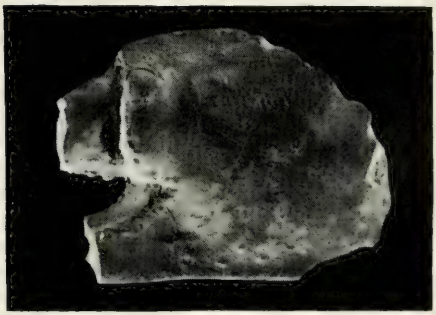


3

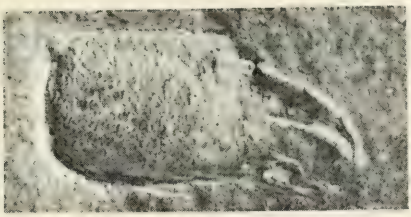
5



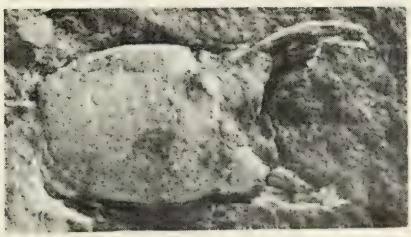
6



7



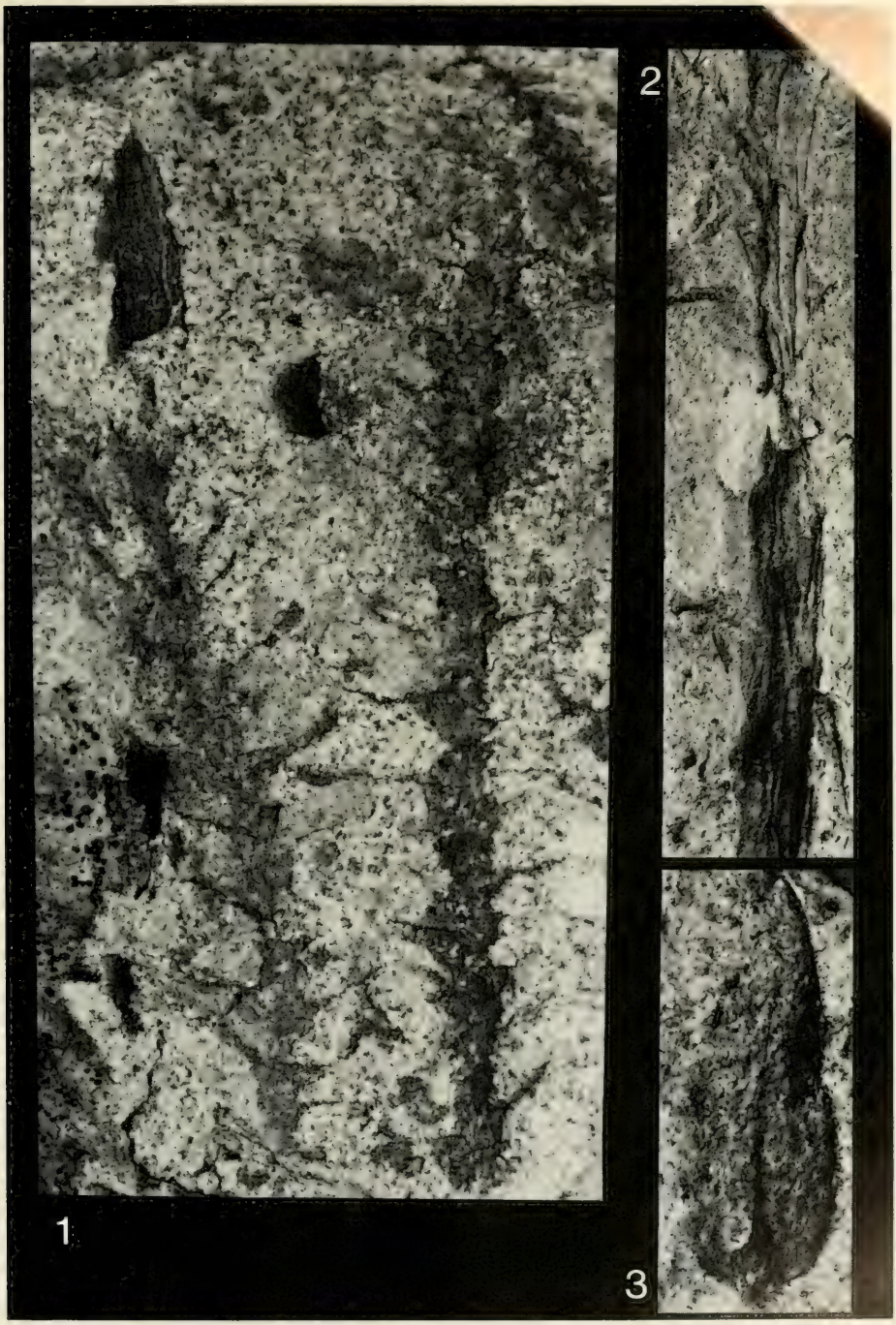
8

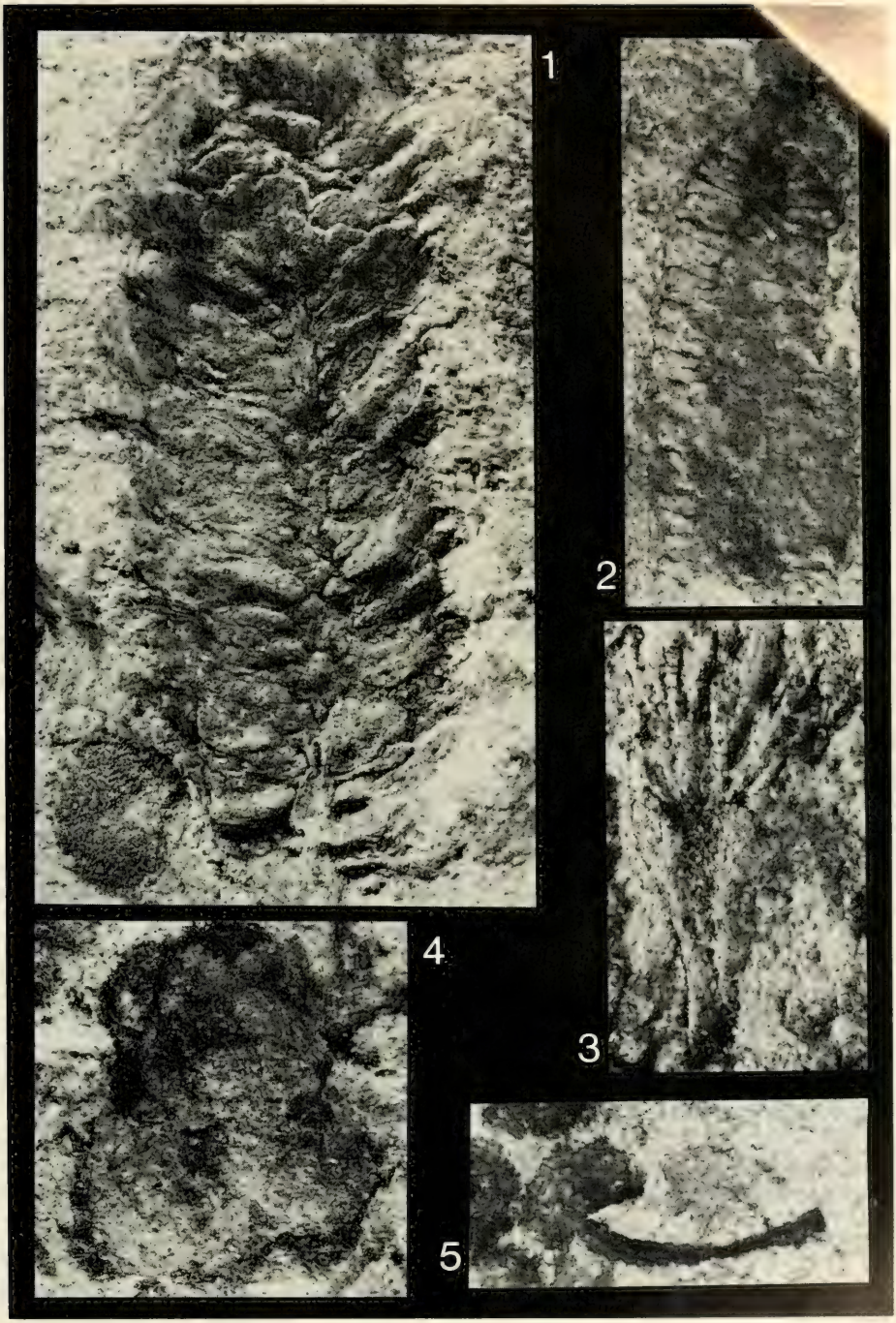


9

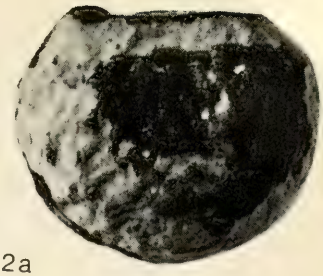
WELLNHOFER, P.: *Araripedactylus dehmi* nov. gen, nov. sp. Tafel 15

7
1
2
5
3
6
4

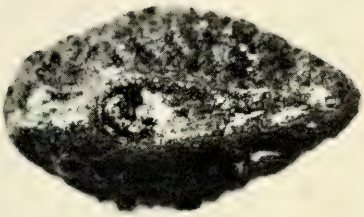

1
2
3


1
2
3
4
5

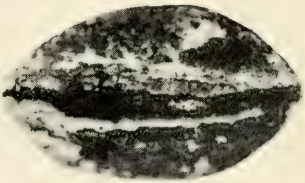
1a



2a

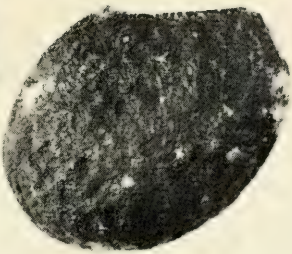


1b



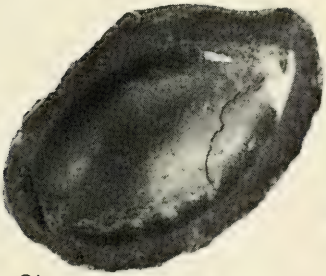
2b

3a

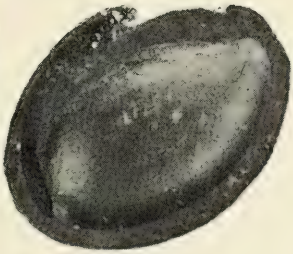


4a

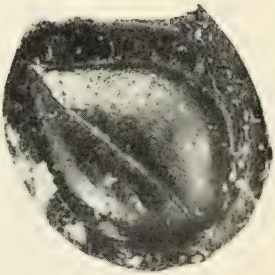
5a



3b



4b



5b

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, Altötting

ISSN 0077-2070

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01428 9482